АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

## № 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА — ЛЕНИНГРАД
1948

Blank Page Digitally Inserted

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

## № 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА—ЛЕНИНГРАД
1948

Главный редактор академик В. А. Обручев

Ответственный редактор В. И. Громов

## СОДЕРЖАНИЕ


В. А. Обручев. Лёсс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения . . . . . 5
В. В. Ламакин. Древнее оледенение на северо-востоке Русской равнины . . 18
Н. Н. Соколов. Межледниковые отложения в бассейне р. Межи . . . . . 39
Н. И. Дмитриев. Террасы правобережья Ворсклы между Лещиновкой и Переволочной . . . . . 45
Г. И. Попов. Танаисские слои древнего Дона . . . . . 55
А. И. Москвитин. Об ископаемых следах «вечной» мерзлоты . . . . . 69
Е. И. Беляева. О находке *Elephas* (*Archidiskodon*) *meridionalis* Nesti и *Mastodon borsoni* Hays в Чкаловской области . . . . . 78


### Научные новости и заметки


В. И. Громов. *Equus* (*equus*) *caballus* из «средней юры» . . . . . 85
Н. И. Николаев. Новейшие тектонические движения и эвстатические колебания океанического уровня . . . . . 86
Н. И. Николаев. К истории установления колебательных движений земной коры в Скандинавии . . . . . 90
Б. Ф. Петров. Происхождение рельефа Барабы . . . . . 93
А. П. Окладников. Палеолитические находки на р. Лене . . . . . 97
Н. А. Гвоздецкий и М. В. Муратов. Наблюдения над современными физико-геологическими процессами в бассейнах Хасаута и Эшкакона . . 101


### Критика и библиография


Е. В. Шанцер. Рецензия на статью Н. И. Николаева. О классификации экзогенных физико-геологических процессов. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. VII, вып. 1, 1948. . . . . 108
Žebera K. Povšechný přehled roztřídeni a zhodnoceni čtvrtohornich pokryvů v Čechach. Roz. Čes. Ak. Tř. II, r. LIII, 1943 (реферат Н. И. Кригера). . . 110
О перигляциальных явлениях в Чехии. Žebera K. Pleistocenni mrazové pukliny a mnohoúhelnikové mrazové půdy v Čechách. Sb. Ceske sp. zem. sv., 48, 1943, и другие работы (реферат Н. И. Кригера). 112

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1948 № 12

В. А. ОБРУЧЕВ

# ЛЁСС КАК ОСОБЫЙ ВИД ПОЧВЫ, ЕГО ГЕНЕЗИС И ЗАДАЧИ ЕГО ИЗУЧЕНИЯ[1]

## I

В современных руководствах по почвоведению, например К. Д. Глинки [3] или А. Н. Соколовского [12], лёсс упоминается только как подпочва, или материнская порода разных почв, подстилающая некоторые черноземы, сероземы, бурозёмы и др. Современное почвоведение, очевидно, не признает лёсса в качестве особого самостоятельного типа почвы. Между тем, в начале развития почвоведения этот вопрос был поставлен иначе. Рихтгофен в своем путеводителе для исследователей различал типы почв элювиальных и наносных, а среди последних в качестве особого типа — лёсс и эоловые почвы вообще, в том числе лёссовидные почвы, чернозем, регур и им подобные типы [15, стр. 477—486]. Эту классификацию отметил и Глинка, указав, что русская школа признает вообще только элювиальные почвы [3, стр. 297—298].

Сибирцев в своей классификации среди класса, или отдела, «А» почв зональных указал типы пустынно-степные, или почвы сухих степей, и тип атмосферно-пылевых почв [11, ч. III, стр. 28], а Высоцкий в своей таблице сопоставил отмеченные им типы грунтов с почвенными зонами и типами растительности в качестве почв сухих припустынных степей и солончаков [2]. Коссович также выделял среди класса «А» почв «генетически самостоятельных в разряде почв пустынно-степного или солонцового типа почвообразования типы эолово-лёссовых почв сухих степей», — наряду с светлыми почвами (белоземами), красными, серо-бурыми и каштановыми [7].

Глинка, рассматривая эту классификацию, указал, что «необходимо уничтожить эолово-лёссовые почвы, так как таковых на самом деле как особого типа почвообразования, не существует» [3, стр. 307].

В начале подробного описания черноземной (степной) зоны Глинка дал общую характеристику лёсса, рассмотрел кратко эоловую теорию Рихтгофена и — подробнее — эоловую гипотезу ледникового лёсса Тутковского и пришел к следующему выводу: «Мы стоим за водную гипотезу образования лёссов и лёссовидных пород, полагая, что они отлагались теми же водами, которые слагали зандровые пески и вообще флювиогляциальные образования. Поэтому как цепь конечных морен, проходящая из Польши в Белоруссию, а затем в Псковскую, Новгородскую, Череповецкую губернии, так и южная цепь морен, следы которых констатированы в Полесье, Воронежской губернии в б. Донской области, оторачи-

[1] Доклад на сессии Почвенного института, посвященной 70-летию академика А. И. Прасолова (12 июня 1945 г.).

ваются с юга лёссами и лёссовидными породами. Интересно, что и для того района Китая, где создана была Рихтгофеном эоловая гипотеза в последнее время благодаря работам Уиллиса эоловое происхождение лёсса сильно поколеблено» [3, стр. 534—535].

Приходится думать, что этот вывод о водном происхождении лёсса разделяется если не всеми, то большинством наших почвоведов.

Необходимо было объяснить, каким образом водные отложения теряют обычно свойственную им слоистость и приобретают характерные особенности лёсса. Это сделал Л. С. Берг, выдвинувший в 1916 г. теорию «облёссования». Он формулировал ее в заключении обширной статьи так: «10. Лёсс и лёссовидные породы могут образовываться на месте из весьма разнообразных пород в результате выветривания и почвообразовательных процессов в условиях сухого климата. Некоторые породы однородного механического состава преимущественно склонны давать начало лёссовидным породам; таковы некоторые ледниковые и флювиогляциальные отложения, аллювий, делювий» [1, стр. 637, 638].

Этот вывод, отводящий почвообразовательным процессам главную роль в образовании лёсса и лёссовидных пород из самых различных мелкоземов, естественно, был воспринят почвоведами очень сочувственно и приобрел многочисленных сторонников, защищавших и развивавших его в многочисленных статьях в течение 25 лет.

Рассмотрение огромной литературы по лёссу в настоящем коротком докладе, конечно, невозможно. Я ограничусь указанием одной из новейших статей по этому вопросу — И. П. Герасимова. В этой статье эоловая гипотеза совершенно отвергается как неудовлетворительная и наиболее универсальной признается почвенная. Автор утверждает, что «она объясняет специфические литологические свойства лёсса — его известковистость и пылеватость. Отделяя процесс облёссования от процесса накопления материала, она выдвигает принцип полигенетического накопления лёссов и лёссовидных отложений. Она придает проблеме необходимую географическую широту и намечает методику и тематику дальнейших исследований» [4, стр. 104, 105].

## II

Нужно отметить, что и Л. С. Берг, основоположник этой почвенной гипотезы, и все защитники последней не делают различия между лёссом и лёссовидными породами в отношении их образования посредством процесса облёссования мелкоземов самого различного состава и генезиса. Это объединение всех лёссотипных пород обусловливает ошибочность почвенной гипотезы в отношении ее универсальности. Совершенно необходимо различать в отношении генезиса лёсс, называемый мощным, или типичным, от всех остальных только лёссовидных пород. Нужно различать лёсс первичный, он же типичный и мощный, и лёссовидные породы, которые являются всегда и везде вторичными. Установив сразу это различение, мы избавимся от ряда ошибочных выводов и сопоставлений.

## III

Первичный лёсс имеет эоловый генезис; он представляет конечный продукт медленного прерывистого накопления атмосферной пыли в сухой травяной степи в условиях сухого климата, что создает при посредстве процессов почвообразования из этой пыли настоящую почву этих

степи, мало-помалу нарастающую вверх до значительной мощности. Превращение в почву пыли, принесенной и осевшей на степи, идет все время, непрерывно по мере ее накопления, и никакой другой почвы в условиях этого климата на этой степи нет и быть не может. В случае увлажнения климата, и даже несмотря на продолжающийся принос пыли, в степи начнется деградация отложенной почвы и нарастание поверх нее почвы другого типа, например серозема или чернозема, а подстилающий ее первичный лёсс, не теряя своего права называться почвой, сделается почвой ископаемой.

## IV

Вторичные лёссовидные породы представляют мелкоземы самого различного генезиса — аллювиальные речные и озерные, делювиальные, пролювиальные, флювиогляциальные, в иных случаях даже ледниковые морены и морские отложения, которые посредством процессов облёссования приобретают некоторые, — но не все, — особенности первичного лёсса, хотя никогда не достигают значительной мощности.

В своем докладе на II Международной конференции по изучению четвертичного периода Европы, состоявшейся в Ленинграде в 1932 г., я подробно разбирал все гипотезы по генезису лёсса и указал на необходимость различать первичный лёсс эолового генезиса и вторичные лёссовидные породы, создаваемые процессом облёссования из мелкоземов разного генезиса [9]. Но почвоведы и географы не признали необходимости и полезности этого деления и продолжают объединять лёсс и лёссовидные породы при рассмотрении их генезиса. Так, И. П. Герасимов и К. К. Марков в своей монографии по четвертичной геологии попрежнему называют первичный лёсс типичным и говорят, что от него следует отличать лёсс выветрившийся, лёсс вторичный, или переотложенный, лёсс уплотненный (каменный) и лёссовидные отложения, и затем описывают совместно все качества, географическое распространение и происхождение всех этих лёссов [5, стр. 286—304]. Вторичным они считают, очевидно, только переотложенный лёсс, а все лёссовидные породы признают первичными.

В своем заключении о генезисе они отводят главную роль в образовании всяких лёссов поверхностным водам, роль ветра сводят главным образом к местному переотложению лёссовидных аллювиальных отложений и заявляют, что типичные лёссы образуются из лёссовидных пород путем переотложения и сортировки деятельностью проточных вод и ветра [5, стр. 302].

Таким образом, в большом сочинении, утвержденном в качестве пособия для высших школ, два автора, известных географа, заявляют категорически, что типичные лёссы, т. е. образования, имеющие мощность в десятки метров и громадное распространение в Европе, Азии, Америке, покрывающие четыре провинции Китая и южную окраину Монголии, являются вторичными, переотложенными и сортированными проточной водой и ветром из лёссовидных пород. По моему мнению, дальше итти в отрицании роли и значения эола в качестве геологического агента уже некуда, разве путем голосования отменить эоловую гипотезу, объявить ее устаревшей, как предложил один почвовед, по словам академика Соколовского [12, стр. 125]. А другой почвовед в записке, предназначенной для печати, предлагал совершенно устранить геологов от участия в вопросе о лёссе, так как в нем компетентны только почвоведы.

## V

Никто не отрицает переноса ветром песка и образования из него крупных скоплений в виде дюн и барханов, занимающих громадные площади и представляющих огромные массы эолового материала на берегах морей и в пустынях Азии, Африки, Америки и Австралии. А перенос ветром больших масс пыли, материала более легкого, и отложение его в виде значительных скоплений многими совершенно отрицается. Л. С. Берг в статье о лёссе хотя признает, что пыль, несомненно, принимает участие в образовании почвенной массы во всех зонах, начиная от пустыни и кончая тундрой, но утверждает, что лёсса этим путем не получается [1, стр. 585]. Он считает, что вообще роль пыли в жизни суши сильно преувеличена, и отрицает существование почв нацело или почти нацело состоящих из атмосферной пыли [1, стр. 584, 587]. Пыльную атмосферу Средней Азии и Китая он объясняет развеванием почвы пашен и пыли дорог [1, стр. 582], но забывает, что и в старой, и в новой литературе имеется много описаний пыльных бурь, возникающих в пустынях, где нет ни пашен, ни пыльных дорог, что пыль из Сахары приносится не только в Атлантический океан, но и в Южную Европу. Выпадение африканской пыли в Европе замечалось не раз, и точный подсчет площади, на которой однажды выпал слой пыли в 0.25 мм, показал, что ветер принес 2 млн. т пыли. В США в течение нескольких засушливых лет прошлого десятилетия пыльные бури, возникавшие в пустынях штатов Колорадо и Уайоминг, разносили пыль на восток до Атлантического океана. В штатах Висконсин и Иова на 1 м$^2$ выпадало от 5 до 10 г пыли, т. е. от 5 до 10 т на 1 км$^2$, и даже в самом восточном штате — Пенсильвании, отстоящем на 3000 км от пустыни, выпало от 3 до 5 т на 1 км$^2$. Пыль выпала зимой на снег, так что подсчет сделан точно посредством сбора снега с пылью и взвешивания вытаявшей пыли. Пыль Сахары иногда достигает и Англии, т. е. уносится на 3000 км от пустыни.

Всем известны факты далекого разноса пепла, выбрасываемого вулканами при сильных извержениях. Пепел Кракатао при извержении 1883 г. выпадал слоем в несколько дюймов на расстоянии в 1600 км, а в небольшом количестве выпал даже в Голландии. Извержение вулкана С. Мария в Гватемале дало слой пепла в 20—25 см на расстоянии в 65 км. Пепел вулканов Исландии заносится в Швецию.

В Китае выпадение пыли и нарастание толщи первичного лёсса происходит до сих пор, как показывают обломки посуды, кирпича, монеты и бронзовые орудия, находимые в типичном лёссе на глубине 1—2 м. Несторианский памятник 781 года н. э. был обнаружен в окрестностях г. Си-ань-фу, провинции Шеньси, под несколькими футами типичного лёсса. Эти находки дают возможность вычислить, что толща лёсса нарастает отложением пыли от 1 до 2 мм ежегодно в условиях современного климата, т. е. 1—2 м в тысячелетие, что согласуется с хронологией четвертичного периода вообще и позволяет предполагать вдвое или втрое более быстрое нарастание толщи лёсса в отдельные, особенно благоприятные для этого эпохи.

## VI

Первичный лёсс представляет в отношении происхождения слагающего его материала два типа — холодный и теплый. Холодный состоит из пыли, принесенной ветрами с поверхности пустынь, окаймлявших ледниковые покровы Европы, Азии, Америки во время ледниковых эпох

и представлявших обширные площади морен, зандр, камов и флювиогляциальных отложений, которые подвергались усыханию и выветриванию. Хорошее объяснение генезиса этого лёсса дал Тутковский [13], дополнил и развил его Зергель [16]; оно имеет много сторонников и едва ли теперь серьезно оспаривается, как указывает Вольштедт в новой сводке о ледниковом периоде [18, стр. 120]. Поэтому категорическое заявление И. П. Герасимова и К. К. Маркова, что «старая гипотеза существования ледниковых пустынь (например Тутковского) давно потеряла свое значение» [5, стр. 297], приходится считать совершенно необоснованным.

Накопление пыли и превращение ее в толщи первичного лёсса происходило не в межледниковые, а в ледниковые эпохи. Нараставший ледниковый покров фиксировал в себе все большее количество влаги в твердом виде, изъемля ее постепенно из круговорота атмосферных осадков; чем больше он нарастал, тем суше становился климат. Сухие и холодные антициклональные ветры, дувшие с ледникового покрова на юг, губили растительность в полосе, непосредственно примыкавшей к краю льдов, превращая ее в пустыню. Высохшая почва междуречных площадей, конечные морены и флювиогляциальные отложения подледниковых потоков, обнажавшиеся в зимнее время, когда таяние льда прекращалось, давали материал для пыльных бурь, уносивших пыль дальше на юг на сухие степи. Сокращение ледникового покрова началось не вследствие усиленного таяния, а вследствие испарения снега и льда, когда сухость воздуха достигла максимума. Климат только очень постепенно становился более влажным, и при отступании ледника еще долго не было обильных талых вод, а сухие ветры сносили на юг пыль с обнажавшихся из-подо льда морен, оз, друмлин, камов и флювиогляциальных отложений и отлагали ее на сухих степях, которые медленно распространялись на север вслед за отступающим льдом. Таким образом, временем наиболее сильного образования пыли и отложения ее в виде первичного лёсса является средина каждой ледниковой эпохи — последние стадии наступания и первые отступания, т. е. ряд тысячелетий, что достаточно для образования толщи лёсса в 10—15—20 м мощности.

Начало и конец каждой ледниковой эпохи и межледниковые эпохи, в особенности, имели влажный климат, и в эти времена пыльные бури прекращались, нарастания лёсса не было, и его верхний слой подвергался деградации, окрашивался гумусом и превращался в те горизонты ископаемой почвы, которые наблюдаются в украинском лёссе и возбуждают столько разноречивых толкований. Нужно помнить, что переход от сухого климата к влажному и обратно был очень медленным и постепенным, занимал многие десятилетия, если не столетия, и, соответственно усиление и ослабление пыльных бурь и быстроты отложения лёсса, а в промежутках развитие растительности более влажных степей и образование почвы другого типа происходило столь же постепенно. Неправильно называть только эти обогащенные гумусом горизонты ископаемыми почвами, так как лёсс, подстилающий их, также ископаемая почва, но другого типа, образовавшаяся в условиях более сухого климата.

Теплый тип первичного лёсса состоит из пыли, вынесенной ветрами из пустынь как современных, так и прежде существовавших, но не связанных с оледенениями. Пыль получается при выветривании и развевании разнообразных коренных пород, делювия на склонах гор и холмов пустыни, пролювия пьедесталов (пьедмонтов), аллювия сухих русел временных потоков, берегов усыхающих озер, почвы солончаков и такыров, вторичных лёссовидных пород в обрывах на террасах и склонах

и перевеванием песка на площадях кучевых, бугристых и барханных песков. Эти пески состоят из более грубого материала, снесенного теми же ветрами отовсюду, где они подхватывают продукты выветривания и развевания, но отложенного еще в пределах пустынь ближе к их окраинам, а также под защитой растительности и перед разными препятствиями в виде гор и холмов. Помощниками ветров являются вихри (маленькие смерчи), которые постоянно возникают в жаркие дни и часы в пустынях на равнинах, во впадинах, на пьедесталах гор, поднимают пыль в виде крутящихся и быстро передвигающихся столбов и выносят ее с поверхности земли в более высокие слои воздуха.

Пыль, вынесенная из пустынь, отлагается на сухих степях по окраинам и за окраинами пустыни, где накапливается под защитой растительности и, мало-помалу нарастая, превращается в лёсс, образующий почву этих степей. Количество выносимой пыли, а следовательно и мощность толщи первичного лёсса, зависит от силы, частоты и направления ветров, дующих из пустыни. Поэтому на тех окраинах, в сторону которых направлены более редкие или слабые ветры, лёсс нарастает медленнее и достигает меньшей мощности, тогда как на окраинах, подвергающихся частым и сильным ветрам, лёсс нарастает быстрее и слагает мощную толщу. Большое значение имеет также рельеф окраин; наиболее благоприятен плоский, слабо расчлененный рельеф для накопления мощного лёсса; на сильно расчлененном рельефе в виде горных цепей часть осадившейся пыли сносится дождями вниз по склонам и образует на дне долин и у подножья гор скопления вторичного лёсса или, попадая в русла ручьев и речек, стекающих с гор, возвращается в пустыню в виде их аллювия. Густота растительного покрова также имеет значение; на поверхности, поросшей редкой и мелкой травой или мелкими редкими кустиками, часть осевшей пыли не удерживается, а сносится ветрами дальше. Если пустыня в какой-либо части окраин доходит до берега моря, пыль не может отлагаться, а падает в воду, частью уносится за море. Громадное значение, конечно, имеют также размеры пустыни, ее рельеф, состав ее поверхности и обилие или редкость площадей, дающих материал для пыли.

Нужно еще упомянуть, что состав первичного лёсса также зависит от ряда указанных условий. Более грубый песчаный лёсс отлагается ближе к площадям развевания; по мере удаления от них его материал становится все более и более мелким, пылеватым, а вместе с тем убывает и мощность толщи. Но на окраине, в сторону которой дуют только слабые ветры, мы найдем сразу пылеватый и маломощный лёсс.

Все эти обстоятельства обусловливают различное распределение и мощность толщ первичного лёсса по окраинам пустынь, каждая из которых имеет свои индивидуальные особенности в этом отношении; это необходимо принимать во внимание для выяснения закономерности нахождения площадей первичного лёсса и его мощности по окраинам одной и той же и различных пустынь.

## VII

Первичный лёсс вполне закономерно может переходить во вторичный в горизонтальном направлении в случае как одновременного, так и разновременного образования; в вертикальном направлении первичный лёсс сменяется вторичным или перемежается с ним при разновременном образовании. В ровной и сухой степи, на которой осаждается пыль, могут быть впадины, также получающие пыль из воздуха и, кроме того,

пыль, сносимую дождевыми струйками с окружающей местности. Если дно впадины хотя бы часть года покрыто водой и лишено растительности, в нем будет отлагаться лёссовый яснослоистый аллювий, который Рихтгофен давно уже назвал «озерным лёссом»; хотя в состав его входит и пыль, выпавшая из воздуха в воду, но его можно считать вторичным лёссом, одновременным с окружающим его со всех сторон первичным и переходящим по периферии в последний.

При расчленении рельефа сухой степи, например в Китае, где нарастание первичного лёсса продолжается в настоящее время, на склонах оврагов, врезанных в толщу лёсса, можно видеть откосы лёссового делювия, отчасти сохранившего свою первичную структуру; этот смещенный лёсс также нужно считать вторичным, но образовавшимся позже, после расчленения толщи первичного оврагами. Если откос делювия покрыт травой, на нем также выпадает и удерживается пыль, и состав этого лёсса будет смешанным, а структура — близкой к первичной, но с отличиями, которые выясняются при внимательном изучении. Такой смешанный лёсс мы найдем нередко и в оврагах, врезанных в первичный лёсс Украины, и в его составе также может быть пыль, снесенная ветром с соседних обрывов, но только местная, а не принесенная издалека. В обширном оазисе Ташкента, где толща лёсса расчленена рукавами р. Чирчик, в обрывах можно видеть перемежаемость горизонтов в 1—3 м неслоистого типичного лёсса и слоистого лёссового аллювия. Во время экскурсии членов Геологического съезда 1928 г. защитники водного генезиса лёсса указывали на эту перемежаемость как на доказательство водного отложения всей толщи. Но она вполне объяснима эоловой гипотезой. На этом оазисе, прежде представлявшем сухую степь, осаждалась пыль и нарастал первичный лёсс; но р. Чирчик иногда меняла свое русло, протекая по степи, и в течение некоторого времени отлагала лёссовый аллювий поверх неслоистого лёсса; при новой перемене русла на том же месте возобновлялось отложение пыли и нарастание первичного лёсса и т. д. Слоистый аллювий частью облёссован, и защитники почвенной гипотезы указывали на это; но они не могли объяснить, почему одни горизонты облёссованы не вполне, тогда как другие полностью представляют типичный лёсс. Это поучительный пример перемежаемости разновременного первичного и вторичного лёсса в вертикальном направлении.

## VIII

Холодный тип лёсса представляет значительно большие трудности для изучения, чем теплый. Неоднократное развитие оледенений, наступание и отступание обширных ледниковых покровов до различных границ, связанное с эпохами сухого и влажного климата с постепенным переходом одного в другой, орошение реками, стекавшими со льда, подпруженные озера в речных долинах и вероятные колебательные движения земной поверхности, обусловливавшие затопление или осушение отдельных более или менее крупных площадей,— создавали сложные условия отложения водных и эоловых осадков и их последующего преобразования. Поэтому мы видим в областях развития холодного лёсса залегание рядом в горизонтальном направлении первичного лёсса и вторичного разного генезиса, смену тех и других по вертикали, деградацию первичного лёсса разного характера, пеструю смену первичного лёсса, вторичных лёссов, водных и ледниковых отложений, в разной степени измененных. Этим объясняется возникновение именно в областях развития холодного лёсса

ряда различных гипотез, объясняющих генезис лёсса, защитники которых стремились приложить каждый свою гипотезу универсально ко всем типам лёссовидных пород, не учитывая сложности условий образования, а затем прилагали эти гипотезы к объяснению происхождения теплого лёсса.

В Центральной и Средней Азии условия были менее сложные, ледниковых покровов здесь не было; только в более высоких горных цепях в ледниковые эпохи происходило более сильное развитие долинных ледников, которое отражалось сильнее только в ближайшей к ним местности и было связано с усилением сухости климата на всей территории. Но в общем колебания климата были менее существенные, затопления больших площадей талыми водами не происходило. Холодный лёсс отлагался только в непосредственном соседстве с горами, подвергавшимися оледенению, где смешивался с теплым, развивавшимся на остальном пространстве на сухих степях. В областях теплого лёсса естественно возникла и эоловая гипотеза, в 1857 г. в примитивной форме в Мексике [17]; ее развил Рихтгофен по наблюдениям в Китае в 1870—1877 гг. [14]; после путешествия по Центральной Азии я существенно дополнил ее в 1895 г. [10], а Тутковский в 1899 г. приложил ее для объяснения генезиса холодного лёсса [13].

В Северной Азии условия лёссообразования были аналогичны таковым в Западной Европе, т. е. в области между развитием ледникового покрова на севере и оледенением горных стран на юге, но в несколько ослабленной форме в связи с большей общей сухостью климата, меньшими колебаниями ее и меньшей степенью оледенения, убывавшего с запада на восток. Поэтому более мощный холодный лёсс отложился только в области к северу от Алтая и в Минусинской котловине к северу от Западного Саяна, менее мощный — к северу от Восточного Саяна. К западу от р. Иртыша, где на юге оледенения не было, и к востоку от оз. Байкала, где на юге только кое-где были небольшие оледенелые точки, мощного лёсса нет. В обеих этих областях на севере было оледенение: в западной — в виде покрова, в восточной — в горных хребтах. Холодный лёсс в небольшом развитии примыкает с юга к районам оледенения в низовьях р. Иртыша и по р. Оби на западе, на Лено-Алданском плато — на востоке, но изучен он еще очень мало (Москвитин [8]).

В Северной Америке, где оледенение охватило почти всю Канаду и распространялось в северную часть США, различают три области развития лёсса: 1) в центральных штатах низменности р. Миссисипи покрыты песчано-иловатыми флювиогляциальными отложениями, достигающими 30 м мощности у берегов реки и утоняющимися к западу; их развевание создало первичный холодный лёсс, мощностью редко более 3 м, на плато западной части этих штатов, но с примесью пыли из пустынь штатов Колорадо и Уайоминг; 2) в штатах Миссури, Иова, Небраска и западном Канзасе развит теплый лёсс, нанесенный из пустынь Колорадо и Уайоминг; в Канзасе и Небраске он мощнее и более грубый, песчанистый; 3) в штатах Вашингтон и Эйдахо лёсс холодный, до 22 м мощности.

В Южной Америке лёсс пампас состоит главным образом из пыли, вынесенной из расположенной западнее пустынной области, и менее из пыли, вынесенной из области оледенения Анд, т. е. смешанный холодно-теплый, с преобладанием последнего. В Новой Зеландии лёсс холодный в связи с бывшим оледенением горной цепи на западе острова. В Северной Африке пыль Сахары выносится в большом количестве на запад, в

Атлантический океан, и на север, где в Алжире, Тунисе и Триполи развит грубый песчаный лёсс, тогда как более мелкая пыль выпадает в Средиземном море и попадает иногда в Южную Европу.

## IX

Механический состав первичного лёсса полностью соответствует его генезису из пыли, принесенной по воздуху. Все анализы показали, что в первичном лёссе от 80 до 90% частиц величиной от 0.05 до 0.01 мм и мельче, причем половина или больше половины мельче 0.01 мм. Но в зонах первичного лёсса, ближайших к области развевания, откуда пыль происходит, в составе уже значительно больше частиц крупнее 0.05 мм, до 0.25 мм и более, и лёсс становится грубым песчаным, как упомянуто выше. Это огрубение лёсса во внутренней зоне областей его распространения, особенно там, где к этой зоне непосредственно примыкает область сыпучих песков, вполне закономерно: из атмосферной пыли раньше всего должны выпадать более крупные частицы, а чем дальше в глубь области развития лёсса, тем меньше этих частиц и тем больше более мелких.

Химический состав первичного лёсса также соответствует его эоловому генезису: от 60 до 75% кремнезема в виде кварца, наиболее устойчивого из минералов при выветривании и слагающего главную массу сыпучих песков в областях развевания, и от 4 до 15% (большей частью выше 10%) окиси кальция в качестве продукта разрушения известняков, мергелей, известковых песчаников и сланцев и известково-натриевого полевого шпата изверженных пород; затем от 6 до 12%, редко более, глинозема и от 4 до 8—10% — окислов железа, магния, калия и натрия.

Состав вторичных лёссовидных пород гораздо разнообразнее; переотложенные лёссы, не подвергавшиеся далекому водному транспорту, по составу близки к первичному, тогда как лёссовидные породы часто содержат 30—40% частиц величиной в 0.05—0.025 мм и крупнее, а в химическом отношении очень разнообразны, то приближаясь к первичному лёссу, то отличаясь от него более или менее сильно.

Необходимо заметить: в связи с тем, что исследователи, собиравшие образцы лёссов для анализа, до сих пор не различали первичный и вторичный лёсс, результаты многих анализов, приведенных в литературе, могут возбуждать сомнение в отношении генезиса данного образчика. В громадном большинстве случаев в анализах не указаны ни глубина залегания данного образчика от поверхности, ни даже точное место его взятия, а также мощность этого лёсса или лёссовидной породы.

Очень слабо изучена до сих пор самая мелкая глинистая фракция лёссов, их коллоиды, как указывал академик А. Н. Соколовский в своей интересной статье [12]. По его словам, в подавляющем большинстве случаев нет возможности получить представление хотя бы о количественном распределении коллоидной части в различных лёссовых профилях, не говоря уже о качественной характеристике ее [12, стр. 126, 127, 129].

## X

Значительно лучше изучены остатки фауны и флоры из лёссов и лёссовидных пород, но и в этом отношении отсутствие строгого различения первичного и вторичного лёсса при сборе этих остатков дало повод к неправильным выводам. В первичном лёссе — как теплом, так и холодном — остатки фауны должны представлять створки наземных моллюсков и кости

млекопитающих и птиц, живущих в сухой степи, что и характеризует списки фауны, приводимые разными авторами. Вполне возможно присутствие в виде исключения створок пресноводных моллюсков, занесенных птицами или ветрами с соседнего водоема или болотца на степь, а также костей оленя, кабана, бобра и тому подобных животных, обитавших в лесах оазисов или речных долин среди степи, что и отмечено в некоторых списках. Но большой процент таких остатков в списках позволит утверждать, что сборы взяты во вторичном лёссе.

Из растительных остатков в первичном лёссе может быть только пыльца древесных пород и кусочки древесины, занесенные ветром из оазисов или лесов речных долин среди степи, а в холодном лёссе — также с лесов севера, возникших при отступании льда. Стебли и листья степных растений в первичном лёссе не сохраняются, так как в высохшем виде разносятся ветром и превращаются в пыль. О нахождении пыльцы этих растений в лёссе пока еще как будто ничего неизвестно, так как изучением пыльцы вообще занялись очень недавно.

## XI

Нахождение гальки и даже отдельных валунов в первичном лёссе, приводимое защитниками водного генезиса лёсса в качестве важного аргумента, нисколько не противоречит эоловой гипотезе. Если среди сухой степи имелись выходы коренных пород, или степь примыкает к склонам горного кряжа, то вынос на степь гальки и валунов вполне объясним сильными ливнями, которые и при сухом климате случаются изредка (даже катастрофические). Со склонов горного кряжа на примыкающую степь в таких случаях заносятся щебень и даже крупные обломки, образующие выклинивающиеся прослойки в неслоистом лёссе. Необычайный разлив реки, пересекающей сухую ровную степь, на которой целые десятилетия отлагалась только пыль, может оставить на ней гальку и валуны. Вышеприведенный разрез толщи лёсса в оазисе Ташкента является примером временного затопления сухой степи; в горизонтах слоистой лёссовидной породы кое-где попадается мелкая галька, принесенная р. Чирчик.

## XII

За последние двадцать лет, в связи с сооружением тяжелых зданий и проведением больших каналов, в областях развития мощного лёсса на Украине, в Предкавказье и Средней Азии была обнаружена так называемая просадочность лёсса, т. е. его способность значительно оседать, уменьшаясь в объеме при избыточном увлажнении, что вызывает деформацию и даже разрушение зданий, прорывы дамб и деформацию стенок каналов — очень вредные последствия незнания этой особенности лёсса и непринятия ее во внимание при строительстве.

По этому практически важному вопросу выполнен уже ряд исследований и накопилась довольно большая литература.

Если принять разделение лёссов всякого рода на первичные и вторичные и признать, что первичный лёсс имеет эоловый генезис, представляя накопление атмосферной пыли на сухой степи, можно предсказать с полной уверенностью, что именно первичный лёсс должен обладать свойством просадочности ввиду его значительной пористости и того обстоятельства, что слагающие его частицы никогда не подвергались сильному воздействию воды, не плавали в ней. Степень просадочности должна

зависеть от нескольких условий: 1) от мощности толщи первичного лёсса — чем она больше, тем больше будет и уменьшение объема при избыточном увлажнении; 2) от механического состава — чем больше содержание в лёссе мельчайших частиц и пор, тем больше просадочность; песчаный лёсс внутренней зоны области его развития должен обладать меньшей просадочностью, чем тонкий лёсс внешней зоны; 3) от условий залегания — на ровной местности или на склонах возвышенностей; при одинаковом составе и мощности в той и другой местности на склонах нужно ожидать еще неравномерную просадку в связи с вертикальной отдельностью, свойственной первичному лёссу, и оседанием, оползанием отдельных массивов по склону.

Из переотложенных лёссов только делювиальный, мало подвергавшийся воздействию воды при своем смещении, может обладать просадочностью разной степени в зависимости от тех же условий, как и первичный. Пролювиальный и аллювиальный лёссы, частицы которых перенесены водой, едва ли могут быть просадочными, лишь в слабой степени при значительной мощности и мелкоземистости. Вторичные лёссовидные породы разного генезиса вообще не могут быть просадочными, разве в слабой степени при значительной мощности (весьма редкой), сильной пористости (столь же редкой) и мелкоземистости.

Рассмотрение литературы по вопросам просадочности показывает, что часть исследователей, например Н. Я. Денисов, М. Г. Дурденевская и др., приходят к выводу, что просадочность только и можно объяснить, признав эоловую гипотезу образования типичного мощного лёсса. Можно утверждать, что если исследователи, изучающие вопросы просадочности, примут деление лёссов на первичные и вторичные и признают эоловую гипотезу генезиса первых, им будет гораздо легче разбираться в деталях вопроса, и они смогут, изучив лёсс данной местности, его состав, строение, условия залегания, сразу определять, обладает ли он просадочностью и в какой степени, и делать соответствующие практические выводы в отношении проектируемых сооружений.

## XIII

При значительном и длительном увлажнении климата первичный эоловый лёсс подвергается сильному изменению, полной деградации даже при значительной мощности. Примером этого является нижний красноватый лёсс, вскрытый в склонах речных долин южной части провинции Шеньси Китая; он сильно деградирован, поверхность его размытая, неровная, а вышележащий нормальный буро-желтый лёсс отделен от первого в ряде случаев слоями галечника и песчано-глинистых отложений, образовавшихся во время эпохи влажного климата, сменившей эпоху сухого, в течение которой была создана толща красноватого лёсса.

Я полагаю, что подобный же ископаемый древний деградированный лёсс представляет красно-бурая глина южной части Украины, залегающая под нормальным желтым лёссом во многих местах от юга Донбасса на востоке до Кривого Рога и далее на западе. Она достигает большой мощности (10—30 м), лишена слоистости, содержит часто белые пятна и конкреции извести, а также кристаллы и друзы волокнистого гипса; верхняя граница ее неровная, сильно размытая, с карманами, заполненными лёссом, или отделена от последнего слоистым аллювием. Глина содержит кое-где остатки наземных и пресноводных моллюсков, кости мамонта и грызунов. Она залегает на различных горизонтах третичных отложений,

иногда на докембрийских породах, и в большинстве случаев связана с ними постепенными переходами; залегает не горизонтально, а на различной высоте от —31 м у Азовского моря до +175 м на северо-востоке, как бы следуя какому-то древнему рельефу [6]. В отношении возраста и генезиса этой глины высказаны разные предположения; одни считают ее верхнетретичной, другие — четвертичной, а генезис остается загадочным. Н. Н. Карлов, недавно подведший итоги сведениям об этой глине, предполагает, что это — краснозем, латеритная почва, образовавшаяся на степи саванн в условиях сухого и жаркого климата в начале четвертичного периода [6, стр. 220, 225]. Не отрицая возможности такого генезиса, я все-таки выдвигаю для дальнейшего изучения предположение, что эта глина может представлять ископаемый деградированный эоловый лёсс.

## XIV

В виде предположения для дальнейшего изучения следует поставить также вопрос, не являются ли каштановые и бурые почвы и сероземы южных степей и Средней Азии деградированными в той или другой степени лёссами и лёссовидными породами. В отношении нижней части черноземов Украины, залегающих на лёссе, и сероземов Средней Азии это можно считать весьма вероятным. Увлажнение климата Украины в конце последней ледниковой эпохи обусловило постепенную деградацию поверхностного слоя лёсса с накоплением в нем гумуса. То же можно сказать и о сероземах Средней Азии, залегающих на лёссах. Но здесь увлажнение климата было, очевидно, меньше, чем на Украине, что и выразилось в более слабой окраске гумусом деградированного лёсса; количество гумуса достигает 1.5—2 % только в самых верхних сантиметрах почвы, падая до 0.5—0.3% на глубине более 12—15 см, тогда как в черноземах в верхних 5 см содержание гумуса достигает 5—10 % и падает до 0.5—1.5 % только на глубине 80—120 см [3, стр. 292, 406].

На северном склоне хребта Заилийский Алатау (близ г. Алма-Ата), покрытом мощным эоловым лёссом, я видел в 1943 г. развитие небольшого, в 5—10 см, слоя серозема только там, где были разведены фруктовые сады и огороды с орошением их из арыков. Нижележащий лёсс имел признаки оглеения, но в остальном не отличался от нормального.

## XV

Закончу свой доклад несколькими соображениями о задачах дальнейшего изучения сложного и интересного вопроса о происхождении и особенностях лёсса и лёссовидных пород. Задачи эти еще велики и разнообразны; они интересуют не только почвоведов, но, в неменьшей степени, геологов и географов. Поэтому неправильно считать, что лёссоведение — проблема только одной из этих отраслей науки. Нельзя забывать, что геологи интересовались лёссом и его генезисом уже сто лет назад, когда почвоведения еще не было, и что ими предложены разные гипотезы генезиса лёсса, в том числе и эоловая, завоевывающая все больше сторонников. И даже почвенная гипотеза предложена географом, а не почвоведом.

Задачи легко разделить по специальностям: почвоведы должны выяснить полностью условия и особенности превращения накопляющейся атмосферной пыли в почву сухой степи, ее деградации при изменении климата, условия и особенности облёссования мелкоземов разного состава и происхождения и их деградацию при изменении условий. Эти

задачи велики и требуют точной и кропотливой работы в лабораториях после внимательного и всестороннего изучения условий нахождения образца, взятого для анализа, его физико-географической обстановки. Геологи в своей полевой работе должны обратить особенное внимание на эту обстановку, на рельеф, условия залегания лёсса в каждом изучаемом выходе, его мощность, строение, отношение к подстилающим коренным породам и к другим отложениям по горизонтали и вертикали, на наличие конкреций, фауны, всяких других включений. Те же вопросы в большей или меньшей степени интересны для географа и инженера-строителя, который должен решить вопрос о просадочности лёсса данной местности и ее степени; анализ собранных образчиков должен подтвердить или опровергнуть предположения, сделанные на месте в этом отношении.

В результатах анализов, опубликованных в литературе, очень мало анализов образчиков, взятых в одном и том же обнажении на разных горизонтах по всей мощности толщи. Между тем, только такие анализы могут выяснить все особенности последовательного образования этих горизонтов, изменения его условий и позднейшего преобразования. Почвоведы должны обратить особенное внимание на изучение коллоидной части лёсса разного состава и генезиса, их карбонатности и изменение пористости и поглотительной способности, что представляет интерес и для инженеров-строителей.

Объединенные результаты работы всех этих исследователей дадут возможность решить полностью вопросы о происхождении разных типов лёсса и лёссовидных пород, особенностях климата, строения и изменения этих образований.

## ЛИТЕРАТУРА

(Из обширной литературы по вопросу о лёссе указана только упоминаемая в тексте статьи)


1. Берг Л. С. О происхождении лёсса. Изв. Русск. геогр. о-ва, вып. 8, 1916.
2. Высоцкий Г. Об ороклиматических основах классификации почв. Почвоведение, 1906.
3. Глинка К. Д. Почвоведение. 5-е изд., 1932.
4. Герасимов И. П. К вопросу о генезисе лёссов и лёссовидных отложений. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геоф., № 1, 1939.
5. Герасимов И. П. и Марков К. К. Четвертичная геология, 1939.
6. Карлов Н. Н. Об условиях залегания, возрасте и генезисе красно-бурых глин Украины. Днепропетровск. Геол. упр. и Геол. ин-т., XXVII, вып. 2, 1941.
7. Коссович П. С. Журнал опытной агрономии, кн. 5, 1910.
8. Москвитин А. И. Лёсс и лёссовидные отложения Сибири. Тр Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 14, 1940.
9. Обручев В. А. Проблема лёсса. Тр. II Межд. конфер. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. 2, 1933.
10. Обручев В. А. Орография Центральной Азии и ее юго-восточной окраины. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. XXXI, 1895, стр. 253—344.
11. Сибирцев Н. Почвоведение, вып. 1—3, 1900—1901; 2-е изд., 1909.
12. Соколовский А. Н. Роль почвенных процессов в генезисе лёсса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1943.
13. Тутковский П. А. К вопросу о способе образования лёсса. Землеведение, кн. 1—11, 1899, стр. 213—311.
14. Richthofen F. China, Bd. I. Berlin, 1877.
15. Richthofen F. Führer für Forschungsreisende. Berlin, 1886.
16. Soergel W. Lösse, Eiszeiten und paläolithische Kulturen. Jena, 1919.
17. Virlet d'Aoust P. Th. Observations sur un terrain d'origine météorique ou de transport aérien etc. Bull. Soc. Géol. France, Fasc. 15, 1857, pp. 129—139.
18. Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. Stuttgart, 1929.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1948 № 12

В. В. ЛАМАКИН

# ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Исследования, произведенные мною в 1943—1945 гг. по среднему течению Печоры, между Троицко-Печорским и Кожвой,[1] убедили меня, что развитые здесь два основных горизонта моренных отложений представляют морены двух оледенений новоземельско-уральского происхождения. Верхняя морена отложена максимальным оледенением, а нижняя — относится к древнечетвертичному оледенению.

Двум горизонтам ледниковых отложений на Средней Печоре соответствуют южнее два таких же горизонта, распространенные на Приуральской равнине в области Верхней Печоры. На Верхней Печоре и Илыче они обстоятельно описаны В. А. Варсанофьевой [3, 4], которая также не сомневается в принадлежности их к двум отдельным оледенениям. Однако возраст морен определен В. А. Варсанофьевой ошибочно. Она предполагает, что нижняя морена Верхней Печоры и Илыча относится к рисскому оледенению, а верхняя — к вюрмскому оледенению. Точка зрения В. А. Варсанофьевой в отношении возраста морен наПечоре была усвоена Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной [6], которые раньше. чем я, изучали область среднего течения этой реки. Они приняли здесь верхнюю морену за морену вюрмского оледенения, а нижнюю — за морену рисского оледенения.

В действительности как на Средней Печоре, так и в области Верхней Печоры и Илыча на восточной окраине Русской равнины верхняя морена принадлежит максимальному, а нижняя — древнечетвертичному оледенениям. Принадлежность верхней морены в южной части Печорской равнины к максимальному оледенению определяется тем, что эта морена далее на юг непрерывно простирается до крайних пределов распространения вообще древнего оледенения на востоке Русской равнины, не сменяясь с поверхности никакими другими моренными горизонтами. Южнее Печоро-Камского водораздела, по наблюдениям В. А. Варсанофьевой, заметно только уменьшение мощности этой морены и значительное обеднение ее валунным материалом. Подобные изменения морены с приближением к границе ее распространения вполне естественны. Они характерны для краевой зоны морены максимального оледенения и в других более западных областях Русской равнины. Можно думать, что максимальное оледенение на северо-востоке Русской равнины происходило в рисскую эпоху, так же как и в других областях Европы.

---

[1] Средним течением Печоры, или просто Средней Печорой, обычно называют участок реки между селом Троицко-Печорским на юге и устьем р. Усы на севере. Правильнее Среднюю Печору считать не от Троицко-Печорского, расположенного при устье Северной Мылвы, а от устья р. Илыча, находящегося в 40 км выше по течению от Троицко-Печорского. Таким образом, мои исследования не захватили нижнего конца среднего течения реки (ниже Кожвы) и верхнего его конца (между Троицко-Печорским и устьем Илыча).

Определение древнечетвертичного возраста нижней морены Средней и Верхней Печоры основано на том, что горизонт этой морены весьма сильно разрушен. Нижняя морена сохранилась только местами. При этом на ее кровлю очень часто непосредственно налегает·не верхняя морена, а разделяющий их горизонт межморенных озерных и речных отложений. Из этого вытекает, что нижняя морена была сильно разрушена и во многих местах на Средней Печоре нацело уничтожена не столько деятельностью последующего максимального оледенения, сколько размывающей работой рек в межледниковую эпоху. Сильный эрозионный размыв нижней морены в условиях равнинной местности требует очень продолжительного промежутка времени. Следовательно, межледниковая эпоха, разделяющая образование нижней и верхней морены Средней Печоры, была чрезвычайно длительной. Она охватывала значительно бóльший промежуток времени, чем более поздние межледниковые эпохи.

Морена максимального оледенения, которая на Печоре южнее Кожвы является верхней, перекрывается к западу от Средней Печоры, а также в более северной части Печорского края, мореной более позднего оледенения. Это устанавливается данными В. М. Янковского, И. Е. Худяева [22], И. И. Краснова [8, 9, и др.], Ю. Л. Рудовица [19] и ряда других исследователей, а также моими наблюдениями на р. Вычегде. Морену, перекрывающую верхнюю морену Средней Печоры, я рассматриваю как морену первого постмаксимального оледенения. В отличие от двух нижних морен, она на значительной площади северо-востока равнины отложена ледником скандинавского происхождения.

Еще дальше на запад и север от Средней Печоры над мореной первого постмаксимального оледенения расположена еще более поздняя по происхождению морена, которую следует отнести ко второму постмаксимальному оледенению. Она указана Ю. Л. Рудовицем [19] на западе от Тимана в нижнем течении р. Пезы, правого притока Мезени. Присутствие морены второго постмаксимального оледенения известно также из данных Г. А. Чернова [23, 24] на крайнем севере Печорского края — в Большеземельской тундре и в верховьях р. Усы. В разных районах нашего Севера морены этого оледенения имеют различное географическое происхождение. К западу от Тимана, в нижнем течении Пезы, морена является скандинавской, в Большеземельской тундре — новоземельской, а ближе к Уралу и Пай-Хою — урало-пайхойской.

Развитие двух постмаксимальных древних оледенений на северо-востоке Русской равнины подтверждается и другими данными. Относительно возраста постмаксимальных оледенений в этой области Русской равнины до сего времени не существует сколько-нибудь определенных представлений. Ю. Л. Рудовиц верхнюю морену р. Пезы считает образованной последним древним оледенением, которое им относится к голоцену. Голоценовое оледенение Ю. Л. Рудовиц противопоставляет неоплейстоценовому оледенению, к которому принадлежит нижняя морена Пезы, рассматриваемая мною как морена первого постмаксимального оледенения. Нижнюю морену на р. Цильме Ю. Л. Рудовиц относит к мезоплейстоценовому оледенению. В представлении Ю. Л. Рудовица послеледниковое время занимает только часть голоцена.

Г. А. Чернов в более ранней из своих работ [23] указывает только последовательность образования выделяемых им трех морен в Большеземельской тундре. Однако в последующей статье [24] верхняя морена Большеземельской тундры рассматривается им как морена «послевюрмского» оледенения. В Большеземельской тундре средняя морена имеет

повсеместное распространение. В южной части тундры она представляет верхний моренный горизонт, а в северной части — нижний. В южной части тундры под ней лежит нижняя морена, а в северной — повернее располагается морена наиболее позднего оледенения. Среднюю морену Большеземельской тундры этот исследователь, не учитывая в должной мере данных И. И. Краснова, считает тождественной по возрасту верхней морене, распространенной на юге Печорского края — на Средней и Верхней Печоре. Придерживаясь взглядов В. А. Варсанофьевой на возраст этой морены, Г. А. Чернов среднюю морену Большеземельской тундры связывает с вюрмским оледенением.

Следует здесь отметить, что Г. А. Чернов, правильно выделив три разновозрастных морены в Большеземельской тундре, существенно ошибся в стратиграфическом сопоставлении их с моренами более южной части Печорского края. Так, верхняя морена Средней Печоры уходит северней Кожвы, как это показал И. И. Краснов, под морену следующего оледенения. Поэтому не средняя морена Большеземельской тундры, а нижняя — развитая в более южной части тундры, соответствует верхней морене Средней и Верхней Печоры. Только совершенно случайно, — благодаря тому, что ошибка Г. А. Чернова в стратиграфической увязке морен, так сказать, наложилась на ошибку В. А. Варсанофьевой в определении возраста морен на юге Печорской равнины, — Г. А. Чернов нижнюю морену Большеземельской тундры посчитал правильно за морену рисского оледенения. Не случись этого, перед Г. А. Черновым встал бы вопрос о выделении двух «послевюрмских» оледенений.

Кроме выяснения вопроса о наличии двух морен постмаксимальных оледенений, Ю. Л. Рудовиц и Г. А. Чернов установили два горизонта морских отложений, которые на севере разделяют морены максимального и двух постмаксимальных оледенений. Присутствие морских отложений, кроме континентальных, в межморенных горизонтах дает соответствующую опору для стратиграфического расчленения моренных образований и вообще всей четвертичной толщи в целом. Ю. Л. Рудовиц при этом впервые параллелизовал верхний горизонт морских отложений на р. Пезе с двинскими бореальными слоями. Этот горизонт разделяет морены двух постмаксимальных оледенений. Нижний горизонт морских отложений, залегающий на Пезе под мореной первого постмаксимального оледенения, Ю. Л. Рудовиц относит к более древней трансгрессии, чем бореальная на Северной Двине. Бореальные отложения на Северной Двине Ю. Л. Рудовиц «передвинул» кверху в стратиграфическом отношении и, повидимому, справедливо отнес их не к той межледниковой эпохе, которая следовала за максимальным оледенением, а к более поздней. В обоих межморенных горизонтах морских отложений содержатся остатки бореальной фауны с близким составом. Нижний горизонт морских отложений Ю. Л. Рудовиц называет отложениями первой бореальной трансгрессии, а верхний — отложениями второй бореальной трансгрессии. Более древнюю трансгрессию можно, следуя С. А. Яковлеву [27], называть также северной трансгрессией. Для более поздней — лучше оставить прежнее название бореальная, для отличия от предшествующей, и не употреблять для нее наименования «вторая северная трансгрессия», которое теперь вводится С. А. Яковлевым [27] в литературу.

И. И. Краснов [8, 9] усматривает на северо-востоке Русской равнины следы только двух оледенений. Первое он называет «новоземельско-уральским». Оно отвечает выделяемому мною максимальному оледенению. Второе, более позднее оледенение И. И. Краснов неудачно называ-

«скандинавским». Неудачно — потому, что это оледенение не везде, даже не на всем северо-востоке Русской равнины и не во всем Печорском крае, было скандинавским по своему географическому происхождению. Оно соответствует выделяемому мною первому постмаксимальному оледенению. И. И. Краснов не сопоставляет описываемые им на Печорской равнине две морены с моренами, известными для более западных областей Русской равнины и в Западной Европе. Он отказывается даже от какой бы то ни было попытки их синхронизации [9]. И. И. Краснов, разумеется, оказался в особо затруднительном положении: ему невозможно было решить, каким из оледенений, в бо́льшем количестве известным на западе Русской равнины, соответствуют те два оледенения, которые ему удалось установить во время исследований одного из районов Печорского края.

Морену последнего древнего оледенения, распространявшегося на севере Приуральской равнины, И. И. Краснову не пришлось видеть. Однако в горах Северного Урала он наблюдал свежие следы оледенения, где они рядом исследователей правильно связываются по времени с вюрмской эпохой. Но И. И. Краснов без должных оснований относит их к какому-то особому «послеледниковому оледенению». Он считает, что это оледенение с таким противоречивым названием происходило «в послеледниковую эпоху, в момент незначительного похолодания».

Мне кажется, что никакой речи не может быть о «голоценовом», или «послевюрмском», или «послеледниковом» древнем оледенении на северо-востоке Русской равнины и на Северном Урале. Это противоречит всей совокупности фактов, которые известны о древнем оледенении Северной Европы и его соотношениях с современным оледенением.

Верхнюю морену Пезы, являющуюся мореной второго постмаксимального оледенения, равно как и это оледенение, следует отнести к вюрму. В этом можно убедиться при прослеживании к юго-западу верхней морены Пезы и границы ее распространения. Образованиями вюрмской эпохи являются также верхняя морена Большеземельской тундры и сохранившиеся в свежем состоянии древние морены и эрозионно-ледниковые формы рельефа в горах Северного Урала.

При отнесении максимального оледенения на северо-востоке Русской равнины к риссу, а второго постмаксимального оледенения — к вюрму, возникает вопрос: с каким оледенением на западе Русской равнины и вообще в Европе увязывается первое постмаксимальное оледенение Северо-Востока? Граница скандинавского ледника эпохи первого постмаксимального оледенения на юго-запад от Печорского края прослеживается через бассейн Вычегды к району Галичского озера. Исходя из этого и принимая во внимание данные, известные о древнем оледенении центральных и западных областей Русской равнины, мне кажется, первое постмаксимальное оледенение на северо-востоке равнины можно сопоставить с московским оледенением.[1]

В последние годы С. А. Яковлев не раз пытается обобщить полученные данные о стратиграфии четвертичных отложений на всем севере Русской равнины [25, 26, 27 и др.]. При этом за довольно короткий промежуток времени он приходит к различным выводам по этому вопросу. Сначала он предполагал развитие на севере трех древних оледенений [25, 26 и др.]. По отношению к северо-востоку равнины это в общем отвечало

[1] Московское оледенение понимается здесь в тех границах, которые в последнее время указаны для него на западе А. И. Москвитиным (А. И. Москвитин. Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения среди других оледенений Европы. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел геол., т. XXI (4), 1946).

тем представлениям, которые складывались у различных исследователей этой области. Дело в том, что четыре моренных горизонта, развитые на Северо-Востоке, ни в одном из районов этой области не распространены все совместно. Самое бóльшее количество морен отдельных оледенений, которые удается наблюдать в одном районе, равно трем. Ближе к периферии области древнего оледенения в целом отсутствуют морены постмаксимальных оледенений. Ближе к центрам оледенений выпадают нижние горизонты морен, так как здесь они уничтожались эрозионной деятельностью последующих оледенений. Поэтому нет ничего удивительного в том, что из поля зрения исследователей выпадал какой-либо из моренных горизонтов, и морены одних районов стратиграфически неправильно сопоставлялись с моренами других районов. В уменьшении количества морен против действительного сыграло свою роль и предвзятое мнение о трехкратности древнего четвертичного оледенения в Европе (миндель — рисс — вюрм), которое было распространено среди геологов и географов и не изжито до сей поры.

Впоследствии С. А. Яковлев [27] отказался от своего прежнего мнения и стал насчитывать на севере Русской равнины шесть древних оледенений. Из них первое — «новоземельское древнее» — он относит к эоплейстоцену, а второе, состоящее из «новоземельского среднего» и, одновременного с ним, «скандинавского максимального», — к мезоплейстоцену. Затем, по мнению этого автора, следуют одно за другим четыре неоплейстоценовых оледенения.[1] Во время всех без исключения неоплейстоценовых оледенений распространялся скандинавский ледник. Новоземельский ледник проявлял себя за это время всего только один раз — во время второго неоплейстоценового оледенения. Скандинавское оледенение, происходившее одновременно с этим последним новоземельским оледенением. С. А. Яковлев сопоставляет с оледенением «Вислы». В другие ледниковые эпохи неоплейстоцена новоземельский ледник не участвовал в оледенении континента. То обстоятельство, что новоземельское оледенение отсутствовало в эпоху первого неоплейстоценового оледенения, указывалось С. А. Яковлевым и в предыдущих его работах и объяснялось значительным опусканием земной коры в районе Новой Земли в это время, что должно было повлиять на сокращение площади центра оледенения. С той же причиной С. А. Яковлев связывает, повидимому, отсутствие новоземельского оледенения и в эпохи третьего и четвертого неоплейстоценового оледенений, которые он пытается выделить. Грандиозные эпейрогенические движения земной коры, которые предполагает С. А. Яковлев в районе Новой Земли в течение четвертичного времени, в сильнейшей степени повлияли, по мнению этого автора, на судьбы новоземельского оледенения. Большие поднятия в районе Новой Земли способствовали развитию новоземельского оледенения, тогда как значительные опускания, совпадавшие с отдельными ледниковыми эпохами неоплейстоцена, не давали возможности развиваться этому оледенению. В такие эпохи распространялся только скандинавский ледник.

Концепцию С. А. Яковлева о шести древних четвертичных оледенениях и его представление о развитии некоторых из оледенений со стороны только одного скандинавского центра нельзя признать приемлемыми для северо-востока Русской равнины. Дело в том, что исключение новоземельского ледника из числа ледников первого постмаксимального оледенения (т. е. первого неоплейстоценового оледенения, по наименованию С. А. Яковлева)

---

[1] Применяя мою терминологию, неоплейстоценовые оледенения можно называть постмаксимальными.

не оправдывается в действительности. Так, по данным И. И. Краснова и Г. А. Чернова, морена этого оледенения в Большеземельской тундре отложена при участии новоземельского ледника. Следовательно, новоземельский ледник проникал на континент во время этого оледенения, так же как и во время следующего — второго постмаксимального. Уральский ледник также распространялся во время этих двух оледенений на прилегающую на севере к горам полосу равнины.

Следов более поздних оледенений на северо-востоке Русской равнины не выявляется. Отсутствие новоземельских ледников на континенте после второго постмаксимального оледенения может быть объяснено дальностью расстояния от центра оледенения. Если предположить, что постмаксимальных оледенений в Северной Европе было четыре, как считает С. А. Яковлев [27], или согласиться с А. И. Москвитиным,[1] что их было три, а именно: «московское», «калининское» и «осташковское», то следует допустить, что оледенение более позднее, чем второе постмаксимальное, которое могло развиваться в районе Новой Земли, не достигало материка. Возможно, что новоземельский ледник в это время заканчивался в Баренцовом море. После второго постмаксимального оледенения ледниковый покров на материке Европы распространялся только из скандинавского центра оледенения, причем не проникал далеко к востоку. Следует заметить, что на Северном Урале к древнему оледенению, более позднему, чем второе постмаксимальное, могут быть отнесены проявления деятельности горных ледников, описываемых здесь как следы заключительных фаз развития вюрмского оледенения. Однако после второго постмаксимального оледенения уральские ледники не выходили на равнину и не образовывали на ней покрова.

Таким образом на северо-востоке Русской равнины новоземельский ледник распространялся и во время первого, и во время второго постмаксимальных оледенений. Только позднее он не достигал материка. В связи с этим отпадает надобность эпейрогенические движения в районе Новой Земли представлять в том виде, как это указывается С. А. Яковлевым. Вероятно, характер этих движений в районе Новой Земли при дальнейшем изучении вопроса окажется иным.

При рассмотрении вопроса о четвертичном оледенении северо-востока Русской равнины я прихожу к выводу, что в этой области распространены отложения четырех ледниковых комплексов, каждый из которых состоит из морены и водно-ледниковых образований. Четыре комплекса принадлежат четырем оледенениям: древнему четвертичному, максимальному, первому постмаксимальному и второму постмаксимальному. Эти оледенения на северо-востоке равнины, повидимому, соответствуют последовательно миндельскому, рисскому, московскому и калининскому оледенениям, обнаруженным в более западных областях Русской равнины.

Морены каждого из оледенений на северо-востоке равнины отделены друг от друга озерными и речными отложениями с погребенными торфяниками и другими растительными остатками. На севере Печорского края, а также к западу от Тимана, ближе к Белому морю, между тремя верхними горизонтами морены залегают отложения морских трансгрессий: между моренами максимального и первого постмаксимального оледенений расположены отложения «северной» трансгрессии, а между моренами первого и второго постмаксимальных оледенений — отложения двух смежных, «бореальной» и «беломорской», трансгрессий.

---

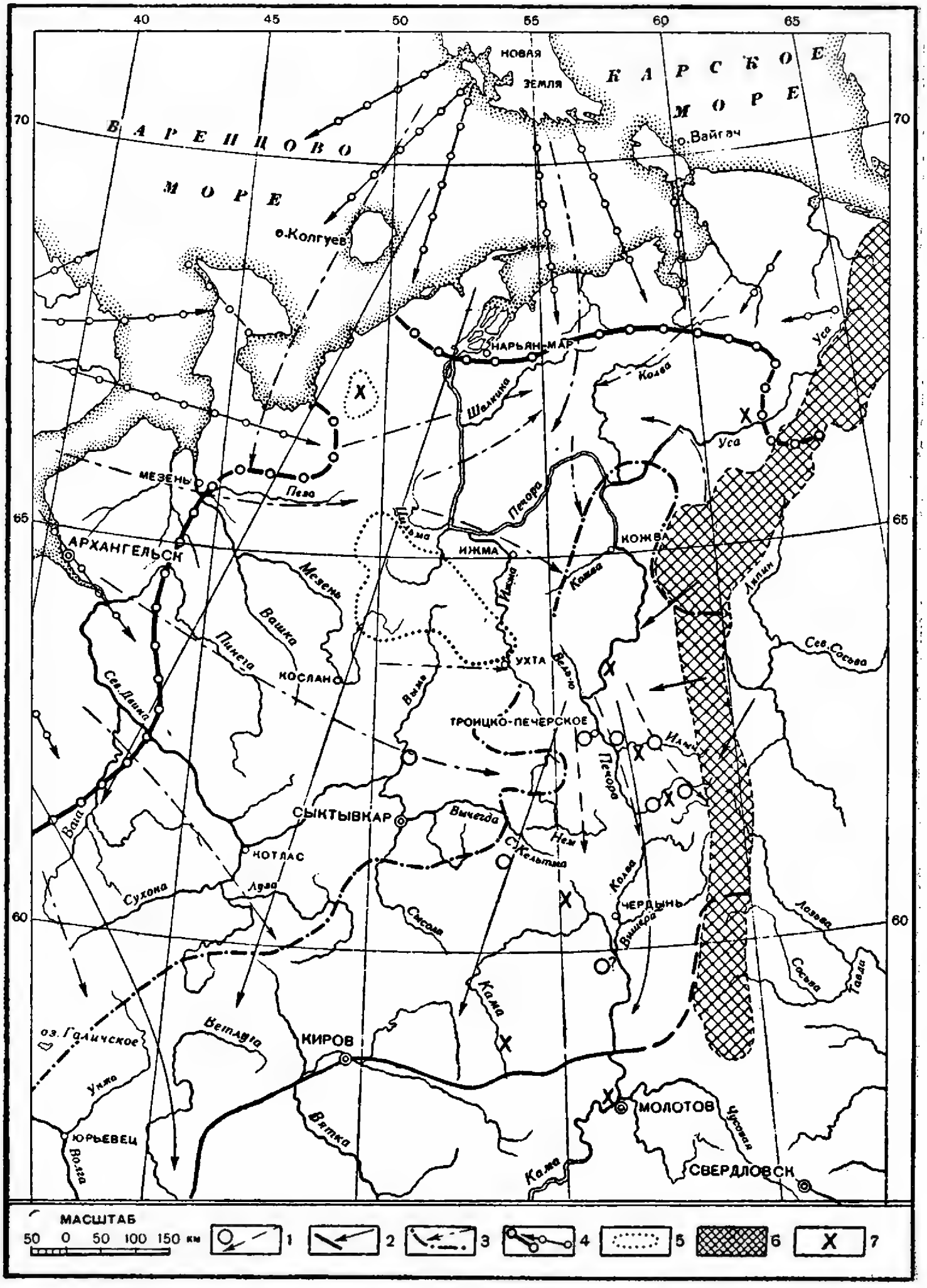
[1] Сообщение А. И. Москвитина (печатается в сборнике рефератов научно-исследовательских работ за 1946 г. Отделения геолого-географических наук АН СССР).

Отложения двух морских трансгрессий — «бореальной» и «беломо ской», происшедших в течение одной межледниковой эпохи, но разделе ные эпохой размыва, связанной с регрессией моря, были известны д бассейна Белого моря. В последнее время М. А. Лаврова [10] описа аналогичный разрез межморенных морских отложений, которые соп ставляются с «бореальными» и «беломорскими», в области нижнего т чения Печоры. Здесь отложения двух трансгрессий, также разделенны поверхностью размыва, лежат между двух морен. При этом подстилающ морена содержит валуны из пород Кольского полуострова. Ее следу считать мореной первого постмаксимального оледенения. В верхн морене преобладают валуны «новоземельского габитуса». Это морена вт рого постмаксимального оледенения.

Возможно, что и морские отложения, залегающие между моренам максимального и первого постмаксимального оледенений на севере П чорского края, относятся не к одной трансгрессии, а также разделяют на отложения двух отдельных трансгрессий. На это указывают данны В. П. Кальянова [7], который наблюдал в обнажениях по берегам Печор между устьями Усы и Цильмы два горизонта морских глинистых отл жений, разделенных континентальными образованиями. Оба горизонт морских отложений залегают в одной межморенной толще. При эт верхнюю морену можно здесь рассматривать как морену первого постм ксимального оледенения, а нижнюю — отнести к рисскому оледенени Впрочем, вопрос о выделении в этом межморенном горизонте второй тран грессии, кроме «северной», требует еще дополнительного изучения.

Морские отложения, которые разделяли бы древнечетвертичную и ри скую морены, отсутствуют. На Северо-Востоке древнечетвертичная м рена сохранилась местами только близ южных границ своего распростр нения, куда четвертичные морские трансгрессии не проникали. Северне рисский ледник уничтожил предшествовавшие четвертичные отложени Однако на крайнем севере Печорского края и в более западной части ра нины, по нижнему течению Вычегды и западнее Северной Двины, ри ская морена содержит остатки морской четвертичной фауны, что указы вает на распространение моря неподалеку отсюда в дорисское врем

В долине Средней Печоры, которая южнее Кожвы не захватывалас постмаксимальными оледенениями, этим последним соответствуют широ кие аккумулятивные террасы, частью флювиогляциального, частью реч ного происхождения. Во время первого постмаксимального оледенения близко подходившего к среднему течению реки, образовалась верхня аккумулятивная терраса, которая является четвертой древней террасо при счете снизу. Ее песчано-галечные отложения распространяютс в долину Средней Печоры непосредственно от края оледенения. Боле нижняя, или третья, древняя терраса, сложенная главным образом пес чаными отложениями, может быть связана с развитием второго постма ксимального оледенения. Мощность отложений и ширина верхней террас значительно больше, чем нижней. Образованию верхней террасы пред шествовало глубокое первое врезание долины. Второе врезание долин разделяет образование верхней и более нижней аккумулятивных террас Третье врезание долины началось, повидимому, вслед за сокращением вто рого, постмаксимального оледенения. Вслед за этим образовалась еще боле нижняя древняя терраса. Возможно, что она соответствует по возрасту третьему постмаксимальному оледенению, происходившему на Урале Четвертое врезание долины продолжалось вплоть до возникновени в послеледниковое время аллювиальной толщи самой нижней древне




**Фиг. 1. Схема распространения древнего оледенения на северо-востоке Русской равнины.**

*1* — остатки размытой морены и направление ледника в эпоху раннего четвертичного оледенения; *2* — граница распространения и направления покровных ледников в эпоху максимального оледенения; *3* — граница распространения и направления покровных ледников в эпоху первого постмаксимального оледенения; *4* — граница распространения и направления покровных ледников в эпоху второго постмаксимального оледенения; *5* — схематические контуры площадей, вероятно оставшихся свободными ото льда внутри ледникового покрова первого постмаксимального оледенения: *6* — область горного оледенения Урала; *7* — местообитания реликтов межледниковой флоры (*Wahlodea atropurpurea, Cardamine macrophylla, Corex mollissima, Avena callosa*).

террасы, которая на некоторых участках реки в современных тектонич ских впадинах еще не выступила из-под уровня поймы.

Следует сказать, что нижняя, т. е. первая при счете снизу, древняя тер раса Средней Печоры по своему сложению резко отличается от более вер них террас, которые с самой поверхности сложены песчаными отложени ми. Аллювиальная толща нижней террасы состоит сверху из суглинисто и супесчаного материала, книзу сменяющегося песчаными отложениям Общий характер сложения этой террасы такой же, как и у современной пой мы. Образование всех трех более верхних террас было, повидимому, о условлено выносом в долину Печоры больших количеств флювиогляциал ного и аллювиального материала из областей, подвергавшихся постмакс мальным оледенениям, и особенностями гидрологического режима пер гляциальной области. Наряду с этим накопление аллювия нижней древне террасы было вызвано, как можно думать, уменьшением количества ре ного стока в бассейне Печоры, которое последовало вслед за влажны атлантическим периодом.

Четвертичная толща, состоящая преимущественно из моренных и, о части, других отложений, имеет на северо-востоке равнины довольн значительную мощность и почти сплошное распространение. Обычн мощность четвертичных отложений достигает здесь нескольких десятко метров, но местами — 100 и более метров. Такая большая мощност толщи обнаружена, по данным бурения, например, на севере по р. Ус в районе впадения в последнюю Адзьвы.[1] В районе Нарьян-Мара, по пре положению И. И. Краснова, мощность четвертичной толщи превыша 150—180 м. На Средней Печоре в южной части Савинборских меан буровыми работами Печорской инженерно-геологической экспедици мощность четвертичных отложений определена равной 80 м. Южне в районе р. Северной Кельтмы, левого притока Вычегды, четвертичн отложения в понижениях подземного рельефа коренных пород достига мощности 50—60 м, согласно буровым данным Печоро-Вычегодской эк педиции ВСЕГЕИ. К западу от Тимана, по К. К. Воллосовичу, мо ность четвертичных отложений в депрессиях кровли коренных пор превосходит 50—60 м. Только в отдельных местах среди обширных пр странств Северо-Восточной равнины четвертичная толща выклинивается и непосредственно к поверхности подступают коренные породы.

Спорадически распространенные остатки сильно размытой древн четвертичной морены обнаруживаются из-под моренного покрова м ксимального оледенения по среднему и верхнему течению Печоры, Илыч в бассейне р. Выми (правого притока Вычегды) и на восточной оконе ности Северных Увалов в бассейне р. Северной Кельтмы.

На Средней Печоре древнечетвертичная морена обнажается, наприме на юго-западной окраине с. Троицко-Печорского, над ручьем Дын ёлем. Здесь уцелевший от размыва участок морены имеет мощность все 1.5 м и крайне небольшую горизонтальную протяженность. От вышел жащей в том же обнажении морены максимального оледенения нижня морена отделена межморенной толщей мощностью в 3 м, которая состо из древнеречных слоистых песков и, частью, супесей. Более значительны по размерам участки сохранившейся древнечетвертичной морены встр чаются во многих местах по берегам Средней Печоры и ее притоков в большом протяжении к северу от с. Троицко-Печорского. Некоторые и них имеют мощность до 10 и более метров. Между горизонтами нижне

[1] Сообщение А. А. Чернова.

и верхней морены здесь часто залегают озерные суглинки и глины. Одно из обнажений, где ясно видно залегание двух моренных горизонтов, разделенных межморенными, частью озерными, частью речными отложениями, находится, например, на правом берегу Печоры, ниже с. Покчи. Совместное залегание двух моренных горизонтов и межморенных отложений в одном и том же обнажении можно видеть далее вниз по течению Печоры, у дд. Возиной, Вятской, Лемдыбожа.

Восточнее Печоры нижняя морена наблюдалась мною на реке Югыд-Вуктыле. Западней Средней Печоры к древнечетвертичной морене, по-видимому, следует отнести нижний горизонт морены, развитый в районе Мало-Кожвинской возвышенности, в верховьях левого притока Печоры — р. Малой Кожвы. В обнажении на ручье Югыд-воже, в центральной части возвышенности, нижний моренный горизонт отделен от верхнего межморенной толщей мощностью 17 м. Межморенные отложения здесь снизу песчаные, а выше — галечные. Обращает на себя внимание сохранность нижней морены на Мало-Кожвинской возвышенности, так как распространение древнечетвертичной морены большей частью приурочено ко впадинам рельефа коренных пород. Присутствие древнечетвертичной морены на Мало-Кожвинской возвышенности может быть объяснено тем, что возвышенность образовалась в результате современного тектонического поднятия, которое было выявлено мною в этом районе Печорской равнины [11]. Возможно, что поднятие в более раннюю эпоху четвертичного периода происходило с меньшей быстротой, чем в настоящий момент, и в то время Мало-Кожвинская возвышенность не существовала в рельефе.

Южнее, по левобережью Печоры, существование двух горизонтов морен отмечено Б. К. Лихаревым [13] на р. Большом Тебухе, который впадает с запада в левый приток Печоры — р. Вель-ю. При этом Лихарев оставил под сомнением вопрос о принадлежности встреченных им морен к двум различным оледенениям. Следует заметить, что если две морены на Большом Тебухе представляют морены отдельных оледенений, то остается неясным, к каким именно оледенениям они принадлежат. Не исключена возможность, что в западную часть бассейна р. Вель-ю проникал скандинавский ледник первого постмаксимального оледенения. Верхняя морена на Большом Тебухе может оказаться мореной этого ледника. Б. К. Лихарев не упоминает признаков географического происхождения морен на Тебухе.

На Средней Печоре и на Мало-Кожвинской возвышенности древнечетвертичная морена подстилается предледниковыми озерными глинами и суглинками. В с. Троицко-Печорском ниже горизонта предледниковых отложений залегают аллювиальные пески, которые, по всей вероятности, образовались за некоторое время до древнечетвертичного оледенения.

В области Верхней Печоры и Илыча к древнечетвертичной морене следует отнести, как уже говорилось, многочисленные остатки размытой нижней морены, описанные Варсанофьевой и расположенные частью на равнине, прилегающей к Уралу, и частью в предгорной полосе последнего. Здесь мощность уцелевших остатков морены, так же как и на Средней Печоре, превышает местами 10 м. В области Верхней Печоры, кроме сохранившихся участков самой морены, как таковой, известны также оставшиеся от ее размыва перлювиальные скопления валунов и отдельные валуны. Состав валунов в древнечетвертичной морене на Верхней Печоре, по данным В. А. Варсанофьевой, показывает на движение древнего ледника с севера на юг с отклонением на восток — от равнины в сторону уральских предгорий. Ледниковый покров равнины, двигаясь здесь

в юго-восточном направлении, перекрывал предгорную гряду — Большую Парму. Уральские горные ледники в это время имели на широте Илыча и Верхней Печоры, повидимому, сравнительно слабое развитие и не могли отжимать северный равнинный покров от Урала. В бассейне Верхней Печоры межморенные отложения, отделяющие древнечетвертичную морену от вышележащей, состоят из озерных глинистых осадков, а частью из галечных песков, которые имеют, возможно, флювиогляциальное происхождение.

Древнечетвертичная морена, кроме области Средней Печоры, наблюдалась мною в 1942 г. у восточной оконечности Северных Увалов в бассейне р. Северной Кельтмы — правого притока Вычегды. Эта морена обнажается по правому берегу рч. Вочи, в районе селений Верхняя и Нижняя Вочь. Надо отметить, что Печоро-Вычегодская экспедиция ВСЕГЕИ, детально исследовавшая большую территорию в области верхнего течения Вычегды (которая охватывает и бассейн Северной Кельтмы), установила на исследованной ею территории два моренных горизонта. Нижний из них принадлежит новоземельскому оледенению и отнесен к среднему плейстоцену ($Q_{II}$). Верхняя морена, распространяющаяся только в северо-западной части исследованной территории и не захватывающая бассейн р. Северной Кельтмы, принадлежит скандинавскому оледенению и отнесена к верхнему плейстоцену ($Q_{III}$). Существование в бассейне Кельтмы под новоземельской мореной другого, более нижнего моренного горизонта, образованного также новоземельским ледником, но принадлежащего наиболее древнему оледенению, ускользнуло от внимания работников Печоро-Вычегодской экспедиции.

Валунные суглинки и супеси древнечетвертичной морены в тех местах, где мне приходилось их наблюдать, отличаются черным цветом, чрезвычайно большой плотностью и твердостью. Черная окраска древнечетвертичной морены на Средней Печоре и в бассейне Кельтмы зависит, повидимому, от особенностей подстилающих пород, из которых ледник образовал морену. На Средней Печоре и Северной Кельтме этими свойствами древнечетвертичная морена заметно отличается от вышележащей морены максимального оледенения, которая обладает большей частью темносерой окраской и меньшей плотностью. Такие различия морен помогают, в известной мере, отличать их друг от друга даже в тех местах, где они не разделены межморенными отложениями или наблюдаются в разных обнажениях.

Согласно данным К. К. Воллосовича, древнечетвертичная морена новоземельского происхождения имеется также в бассейне Выми, правого притока Вычегды. По наблюдениям этого исследователя, здесь, кроме твердо установленных двух верхних моренных толщ, «можно предполагать присутствие еще одного горизонта валунного суглинка, лежащего в основании всей толщи четвертичных отложений», развитых в районе р. Выми. К этой «наиболее древней морене» К. К. Воллосович относит «серые суглинки с небольшим количеством мелких, хорошо окатанных валунов (преимущественно песчаников, метаморфических пород, известняков и кварца)», выходящие в основании многочисленных обнажений по рч. Половниковской Кылтовке, которая впадает слева в Вымь, ниже по течению последней от Княжпогоста. Видимая мощность этих суглинков нигде не превышает 2 м. Их покрывают межледниковые пески, а также супеси, суглинки и глины с линзами полуразложившегося торфа и обломками древесины. «В торфе содержится многочисленная пыльца хвойного леса с преобладанием ели». Верхние горизонты моренных отложе-

ний на рч. Кылтовке смыты, и их заменяют флювиогляциальные валунно-галечные пески. Межледниковые отложения, покрывающие древнейшую морену на Кылтовке, представляют, по наблюдениям К. К. Воллосовича, выдержанный горизонт, который прослеживается «в основании разрезов на одной и той же высоте от рч. Половниковской Кылтовки до села Усть-Вымь». На р. Выми над межморенными песками с погребенным торфом и обломками древесины лежат два горизонта морены, из которых более нижний, представляющий на Выми среднюю морену, характеризуется валунами тимано-уральского и новоземельского происхождения и сильной уплотненностью. В нем встречены «редкие обломки морской четвертичной фауны (*Astarte*) бесспорно во вторичном залегании». Верхняя морена, отделенная от средней межморенными песками и ленточными глинами, характеризуется гранитными и гнейсовыми валунами фенно-скандинавского происхождения. В верхней части ее толщи выделяется стадиальный горизонт. Плотность верхней морены менее значительна, чем средней.

Не имея в своем распоряжении данных, которые правильно освещали бы вопрос о стратиграфии морен и отложений морских трансгрессий в областях, соседних с бассейном Выми, К. К. Воллосович не имел, понятно, возможности притти к твердому выводу о возрасте выявленных им трех моренных горизонтов. Он не отрицал возможности, что средняя морена на Выми может принадлежать рисскому оледенению, но, с другой стороны, допускал и иную возможность, что рисской мореной на Выми может оказаться нижняя из наблюдавшихся им морен. В этом случае две верхних морены он считал возможным рассматривать «как принадлежащие одной ледниковой эпохе, но различным центрам оледенения». В настоящее время, когда имеется более полный материал по стратиграфии четвертичных отложений, распространенных на северо-востоке Русской равнины, достаточно ясно видно, что нижняя морена на Выми, новоземельская по происхождению, является мореной древнечетвертичного оледенения. Средняя морена в этом районе, тоже новоземельского происхождения, относится к максимальному оледенению. Верхняя морена, имеющая скандинавское происхождение, представляет морену первого постмаксимального оледенения. Межледниковые отложения с растительными остатками, описанные К. К. Воллосовичем, относятся, таким образом, к миндель-рисской эпохе.

Стадиальные горизонты в древнечетвертичной морене на северо-востоке Русской равнины неизвестны.

Участки распространения древнечетвертичной морены сосредоточены в более южной полосе северо-востока Русской равнины, в бассейне Вычегды, Средней и Верхней Печоры. К югу эта морена прослеживается до области Северных Увалов. Распространялось ли древнечетвертичное оледенение дальше на юг — этот вопрос остается пока неразрешенным. Вполне вероятно, что оно проникало на Каму. Это можно полагать, если согласиться с указанием А. И. Москвитина [16] на присутствие в Соликамском районе под верхней мореной, т. е. мореной максимального оледенения, еще более древнего горизонта моренных отложений, которые выявляются здесь буровыми скважинами. Однако это указание А. И. Москвитина оспаривается, хотя и не вполне убедительно, Г. И. Горецким.

Исходя из того, что древнечетвертичное оледенение распространялось на востоке Русской равнины, по крайней мере, до области Северных Увалов, можно с достаточным основанием полагать, что это оледенение было развито и на Северном Урале. Впрочем, его следы в горах Урала пока

неизвестны. Здесь они, повидимому, уничтожены или видоизменены до неузнаваемости последующими эрозионными процессами, главным образом деятельностью максимального оледенения. Распространенные местами в высокогорной области Урала отдельные немногочисленные валуны наиболее устойчивых пород, которые В. А. Варсанофьевой отнесены к уцелевшим памятникам миндельского оледенения, правильнее рассматривать как остатки отложений максимального оледенения. Древнечетвертичное оледенение на Урале отличалось, повидимому, меньшим распространением по сравнению с последующим, подобно тому как это было на соседней с Уралом Русской равнине.

Морена максимального оледенения с западной стороны Урала распространяется по равнине, как известно, в бассейны рр. Камы и Вятки. Ее южная граница пересекает Каму близ устья Обвы и Вятку у г. Кирова. Морена отложена покровным ледником новоземельского и частью, ближе к Уралу, уральского происхождения. В бассейне Печоры восточнее 57° в. д. морена, по данным И. И. Краснова [8], сложена материалом, принесенным только со стороны Урала. Согласно наблюдениям Н. А. Сирина [20], на Северном Урале, над верховьями р. Северной Сосьвы, движение льда во время древнего покровного оледенения гор происходило с северо-востока на юго-запад. Покровное оледенение, о котором говорит Н. А. Сирин, относится, очевидно, к эпохе максимального оледенения. В это время сибирский ледниковый покров по пониженным участкам хребта над верховьями Северной Сосьвы мог заходить на водораздельную полосу Урала, а, может быть, и переваливал через горы на их западную сторону. Западнее 57° в. д. в морене, наряду с валунами полярноуральских, пайхойских и местных пород, распространены валуны новоземельского происхождения. В бассейне Вычегды, особенно к западу от 50° в. д., в составе морены появляется значительное количество тиманского материала. Новоземельский ледник в эпоху максимального оледенения далеко на западе сливался со скандинавским ледником. Валуны новоземельского происхождения в морене максимального оледенения обнаружены С. А. Яковлевым даже на р. Ваге, т. е. западнее Северной Двины.

Мощность морены максимального оледенения на Вычегде равна, по В. М. Янковскому, 20—30 м, а местами достигает 50 м. На Печоре ее мощность равна нескольким десяткам метров. На юге, ближе к границам распространения морены, ее мощность убывает. Южнее г. Чердыни, по И. И. Краснову [8], она редко превышает 15—20 м. На севере эта морена выклинивается вследствие позднейшего уничтожения. В Западном Притиманье ее полное отсутствие на больших площадях А. А. Малахов [15] объясняет размывом. В морене максимального оледенения во многих местах выделяются стадиальные горизонты.

На Урале граница максимального оледенения точно не установлена. Принимая во внимание наблюдения С. Г. Боча и И. И. Краснова [2, 8], а также данные других исследователей, она может быть проведена южнее Конжаковского и Косьвинского камней, приблизительно на широте впадения в Каму р. Обвы (между 58° и 59° с. ш.). Таким образом, весь Северный Урал захватывался оледенением. В более северной части хребет почти сплошь перекрывался мощным ледниковым покровом, который двигался с севера по прилегающим к Уралу с двух сторон равнинам. В более южной части, южнее верховья Печоры, Урал, повидимому, не перекрывался северным ледниковым покровом и служил только центром местного горного оледенения. Отложения и морфологические следы максимального оледенения в горной области Урала сохранились плохо.

В эпоху первого постмаксимального оледенения северо-восток Русской равнины захватывался ледниками, которые распространялись из Скандинавии и Кольского полуострова — с одной стороны, из района Новой Земли — с другой, и с Урала — с третьей. Скандинавский покровный ледник вторгался до области Северных Увалов и переходил на восток за Тиман. Его граница, по наблюдениям И. Е. Худяева [22], пересекала р. Сысолу у дер. Каргорт. На восток отсюда она проходила через Сысольско-Локчимское междуречье, южнее оз. Вад, расположенного в котловине среди моренных холмов, и, по данным того же исследователя, выходила к р. Локчиму, у дер. Бояркеросской. Ледник доходил только до северной окраины Северных Увалов и остановился на значительном расстоянии от водораздела Вычегды с Вяткой и Камой. Это согласуется с наблюдениями С. Р. Самойлович, которая, исследуя верхнее течение Камы, верховье р. Вятки и верхнее течение р. Сысолы, не встретила, кроме «уральско-новоземельской» морены максимального оледенения, какой-либо другой более верхней морены.[1] На восток от Локчима, по моим наблюдениям, ледник подходил к верховью р. Прупта — левого притока Северной Кельтмы. По долине Прупта спускается на восток к Кельтме полоса флювиогляциальных галечных песков, которая связана с краем ледника, остановившегося в верховье этой реки. От верховья Прупта край ледника поворачивал на северо-восток. Его граница пересекала р. Вычегду, по наблюдениям Г. Н. Огнева [17] и данным Печоро-Вычегодской экспедиции ВСЕГЕИ, близ с. Усть-Кулома.

Севернее Вычегды, в районе Тиманских возвышенностей, граница ледника приобретала лопастное очертание. Ледник, обтекая с севера Джеджим-парму, выдавался сравнительно длинным языком до водораздела между верховьем Вычегды и Печорой. На этом водоразделе, в районе пересечения его Троицко-Печорским трактом, в 1945 г. я наблюдал с самолета полосу холмистого рельефа с отдельными резко очерченными котловинами, в которых находятся озера и торфяники разных размеров. Местность заросла темнохвойным лесом. По всем признакам, здесь расположены конечные морены скандинавского ледника первого постмаксимального оледенения. На восток от них к рр. Сойве и Мылве, т. е. в сторону Печоры, простираются полосы сосновых боров, которые растут, очевидно, на зандровых песках.

Севернее верховьев Вычегды ледник, по всей вероятности, упирался с запада в Очь-парму, а далее на север он снова выдавался к востоку и выходил в бассейн Ижмы. Очь-парма и Сойвинская гряда оставались свободными от ледника, о чем можно судить по данным Б. К. Лихарева [13], который не встретил скандинавской морены в районе Ижмо-Вычегодского водораздела. Дальнейшее протяжение границы скандинавского ледника не совсем ясно. И. И. Краснов сначала указывал эту границу южнее с. Ижмы, а впоследствии [8], без объяснения поводов, перенес ее в район впадения в Ижму р. Кедвы. Не исключена возможность, что ледник пересекал Ижму южнее, чем это указывает И. И. Краснов, и распространялся на восток от нее. Так, Ю. П. Юдин указывает по среднему течению Вель-ю большие камовые холмы из валунно-песчаного материала. На Ижмо-Печорском водоразделе я видел большие камы с хорошо сохранившимися формами в полосе железной дороги, у верховьев Большой Кожвы (р. Исаковой) и Лем-ю. Возможно,

[1] В связи с этим непонятно, на какие данные С. Р. Самойлович ссылается И. И. Краснов [8], неправильно проводя границу ледника «по водоразделу между рр. Камой и Вычегдой».

что образование камов в том и другом месте связано с краем распространявшегося сюда скандинавского ледника. Протягиваясь в общем к северо-востоку через Ижмо-Печорское междуречье, граница скандинавского ледника выходила к Печоре где-то севернее устья Большой Кожвы.

На севере Печорского края скандинавский ледник распространялся за Печору. В районе устья Усы и севернее от него, в районе р. Шапкиной, происходило его слияние с уральско-пайхойским ледниковым потоком. Кроме того, к этим ледникам в Большеземельской тундре присоединялся новоземельский ледник, образуя вместе с ними общий ледниковый покров. В Воркутинском районе к морене первого постмаксимального оледенения относится, повидимому, нижняя в этом районе морена, описанная Г. П. Софроновым [21] как морена «днепровского» оледенения.

От района слияния скандинавского и уральского ледников граница оледенения с восточной стороны Средней Печоры намечается к югу по оконечностям горных ледников Урала, выходивших местами на равнину. Первое постмаксимальное оледенение Урала, повидимому, носило покровный, а частью «скандинавский» характер, вплоть до выдающегося по своей высоте и ширине Народо-Сабельного участка хребта. Большой ледник спускался к западу от горного массива Сабли и оставил после себя большие моренные накопления, образовавшие поверхность плато у подножия массива. Однако здесь ледник не доходил до Печоры. В более южной части Урала первое постмаксимальное оледенение, повидимому, выразилось разобщенными, хотя и значительными по размерам, ледниковыми группами, большие фирновые бассейны которых питали ледниковые языки, стекавшие по долинам к подножьям гор. Некоторые из таких ледников могли выступать даже на предгорную равнину.

Сильное развитие первого постмаксимального оледенения в горах происходило до 61°40'с. ш., т. е. до верховья Уньи, южнее которой, по данным В. А. Варсанофьевой, следы древнеледниковой деятельности на Урале становятся малочисленнее. Здесь, на более южном участке Урала, первое постмаксимальное оледенение было представлено, по всей вероятности, только отдельными долинными ледниками, которые, чем дальше на юг, тем все больше и больше сокращались в размерах и количестве. В отличие от более старого максимального оледенения, постмаксимальное оледенение оставило не только на равнине, но и в горной области хорошо сохранившиеся морены и флювиогляциальные отложения.

Внутри области, захваченной на равнине скандинавским ледником, некоторые особо возвышенные части Среднего и Северного Тимана оставались свободными ото льда и представляли значительные по площади острова среди сплошного ледникового покрова. Вдоль Средней Печоры на большое расстояние к северу вдавался «земляной» клин, ограниченный с запада скандинавским ледником, а с востока — оледенением Урала.

На северо-востоке Русской равнины известны реликты межледниковой флоры. К ним, согласно Е. В. Вульфу [5] и И. А. Перфильеву [18] относятся: *Wahlodea atropurpurea (Deschampsia atropurpurea), Cardamine macrophylla, Carex mollissima, Avena callosa.* При этом они рассматриваются как реликты рисс-вюрмской межледниковой эпохи.

*Wahlodea atropurpurea* встречена на Северном Тимане в районе рч. Белой, левого притока Индиги, т. е. недалеко от берега Баренцова моря. *Cardamine macrophylla* растет на Средней и верхней Печоре. Кроме того, О. С. Полянская[1] находила ее в большом количестве по Усе, в районе

[1] Личное сообщение О. С. Полянской.

Абези. *Carex mollissima* обитает на Илыче и в верховьях Камы. Такое редкое растение, как *Avena callosa*, найдено в верховьях Печоры, на Южной Кельтме и на Каме, в районе г. Молотова. Кроме северо-востока Русской равнины, оно растет в Прибайкалье, Амурской области, в Манчжурии и Корее.

Сопоставляя местообитания этих растений на северо-востоке Русской равнины с границами разных оледенений, нетрудно заметить, что они располагаются вне границы распространения первого постмаксимального оледенения. Эти растения не заходят в область, перекрывавшуюся первым постмаксимальным оледенением. Они распространяются с юга только вдоль среднепечорского земляного клина эпохи московского оледенения. То обстоятельство, что *Wahlodea atropurpurea* растет на Северном Тимане близ Баренцова моря, может быть объяснено существованием здесь острова среди ледникового покрова. Вполне вероятно, что возвышенность в районе рч. Белой, на крайнем северо-западе Тимана, оставалась непокрытой ледником в эпоху московского оледенения. Распространение сердечника (*Cardamine macrophylla*) в районе Абези, который во время московского оледенения захватывался уральским ледником, связано, возможно, с новейшим проникновением этого растения сюда из Зауралья, как это предполагает Ю. П. Юдин. Таким образом, из географического распространения реликтов межледниковой флоры на северо-востоке Русской равнины можно заключить, что они представляют реликты той межледниковой эпохи, которая разделяла максимальное и первое постмаксимальное оледенения.

Западнее Тимана, в бассейне Мезени и Выми, в морене скандинавского ледника первого постмаксимального оледенения, по данным А. А. Малахова [15] и К. К. Воллосовича, выделяются стадиальные горизонты. Стадиальные морены имеют, по сравнению с нижележащим основным моренным горизонтом, меньшую мощность. Они отделены от основного горизонта морены флювиогляциальными песками, которые, по А. А. Малахову, у дер. Кослан на Мезени достигают мощности 30 м. В большинстве же случаев их мощность менее 10 м. Общая мощность всего комплекса ледниковых отложений первого постмаксимального оледенения, по данным Малахова, колеблется к западу от Тимана в пределах от 2 до 40 м, причем основной горизонт морены местами достигает мощности 20 м. На севере Печорской равнины мощность морены этого оледенения, согласно данным И. И. Краснова, большей частью колеблется в пределах от 10 до 40 м, причем она убывает с севера на юг, в направлении границы этого оледенения.

Характерная особенность морены первого постмаксимального оледенения состоит в том, что она, согласно описанию А. А. Малахова, в более нижних своих горизонтах к западу от Тимана, на Мезени, на больших площадях является слоистой. Это так называемая «морская морена». Она образована ледником, надвинувшимся на мелководное море, и представляет, таким образом, смешанное водно-ледниковое отложение. На севере Печорского края морена этого оледенения тоже слоиста в нижней части ее толщи. В. П. Кальянов [7] указывает на постепенный переход морены этого возраста в нижележащие морские глины на участке Печоры между устьями Усы и Цильмы. Однако И. И. Краснов образование на Печоре слоистой морены связывает с надвиганием ледника не на область мелкого моря, а на приледниковое озеро, в котором перед тем были отложены, по его же наблюдениям, ленточные глины.

В перигляциальной зоне первого постмаксимального оледенения, также поверх морены этого оледенения, во всей области ее развития,

распространены флювиогляциальные пески, большей частью галечные, а местами — ленточные лимногляциальные глины и суглинки.

Межледниковая толща, отделяющая морену первого постмаксимального оледенения от морены рисского оледенения, состоит из континентальных и морских отложений. Континентальные отложения имеют преимущественно озерное происхождение, а частью — речное. В озерных и речных отложениях этой эпохи встречаются кости мамонта, прослойки торфа и другие растительные остатки. Повсеместное расселение мамонта в Печорском крае и на Пай-Хое, согласно данным А. А. Чернова, может быть связано с концом этой межледниковой эпохи. Вымирание мамонта в Печорском крае, по Г. А. Чернову [23], произошло одновременно с окончанием вюрмского оледенения.

Погребенные торфяники в отложениях, разделяющих рисскую и московскую морены, были описаны А. А. Черновым в бассейне Усы на р. Большой Инте и в обнажении Еджид-ю в бассейне Большой Сыни. И. Е. Худяевым [22] погребенный торфяник отмечен в отложениях, повидимому, этого же горизонта, на р. Вычегде, близ с. Вогваздина. Торфяники, которые следует отнести к тому же времени, отмечались В. М. Янковским и в других местах по р. Вычегде. В бассейне Мезени погребенный межморенный торфяник из отложений, которые следует отнести к межледниковой эпохе, последовавшей за максимальным оледенением, известен по данным А. А. Малахова [15] на р. Суле.

Межморенные морские отложения северной трансгрессии, разделяющие отложения рисского и московского оледенений, по данным В. М. Янковского, известны в нижнем течении Вычегды, около дер. Шудиной, и далее на север, с западной стороны Тимана. Согласно данным Ю. Л. Рудовица и А. А. Малахова, они выходят по р. Пезе и другим притокам Мезени. С восточной стороны Тимана, на Печорской равнине, морские отложения этого же стратиграфического горизонта распространяются с севера также на значительное расстояние. А. А. Чернов считает, что они прослеживаются вдоль Печоры приблизительно до района впадения в последнюю р. Усы. Южнее Усть-Усы, а также Усть-Цильмы, т. е. южнее Усинско-Цилемского колена Печоры они в Печорском крае не обнаружены.[1]

Морена первого постмаксимального оледенения покрывается в бассейне Мезени отложениями бореальной трансгрессии, которые широко развиты на р. Пезе и описаны здесь Ю. Л. Рудовицем.[2]

К этому же горизонту морских отложений следует отнести морские отложения по р. Вашке, левому притоку Мезени; они описаны А. А. Малаховым как послеледниковые. По данным Малахова, эти отложения подстилаются здесь пресноводными аллювиально-озерными осадками, которые и отделяют морские слои от нижележащей морены. На обширной площади бассейна Пезы, Мезени, Вашки и Пинеги морские отложения этого стратиграфического горизонта, по мнению Рудовица, не перекрывались последующим оледенением и слагают местами участки междуречных пространств. На севере Печорской равнины к отложениям бореаль-

---

[1] Следует заметить, что И. И. Краснов, изучая распространение межледниковых морских отложений на севере Печорского края, решил, что они проникают вдоль Печоры только до Усть-Цильмы и отсутствуют выше по течению Печоры к Усть-Усе. Это решение противоречит взглядам других исследователей.

[2] Два горизонта морских отложений с бореальной фауной, разделенные мореной на р. Пезе, т. е. отложения северной и бореальной трансгрессий, ранее смешивались А. А. Малаховым в один горизонт.

ной трансгрессии можно отнести морские пески и галечники, отмеченные Г. А. Черновым между моренами предпоследнего и последнего оледенения в северных районах Большеземельской тундры.

В континентальных межледниковых отложениях, разделяющих морены первого и второго постмаксимальных оледенений, в Большеземельской тундре известны, по данным Г. А. Чернова [23, 24], пласты торфа до 3 м мощности. По наблюдениям этого исследователя, пласты торфа, перекрытые здесь мореной последнего оледенения, имеют следы смятия под влиянием двигавшегося через них льда.

К ледниковым отложениям второго постмаксимального оледенения на крайнем севере Печорского края относится верхняя морена Воркутинского района, отложенная уральско-пайхойским ледником и описанная Г. П. Софроновым [21] под названием валдайской морены. Ее мощность не превышает 7—10 м. Западнее, в Большеземельской тундре, граница этого оледенения проходит вдоль Большеземельской гряды. Большеземельская гряда образована с поверхности конечными моренами новоземельского ледника, которые были отнесены описавшим их Г. А. Черновым к последнему оледенению. Скандинавский ледник второго постмаксимального оледенения не достигал Тимана и оканчивался на некотором расстоянии от него. Его граница, по мнению Ю. Л. Рудовица, пересекала Северную Двину выше по течению от устья Ваги, а Мезень — несколько выше устья Пезы. Этот ледник не смыкался в пределах современной суши с новоземельским ледником той же эпохи.

Моему представлению о том, что скандинавский и новоземельский ледники во время второго постмаксимального оледенения не соединялись друг с другом, противоречит указание Ю. Л. Рудовица на присутствие севернее среднего и верхнего течения р. Пезы конечных морен новоземельского ледника, которые по возрасту следует отнести ко второму постмаксимальному оледенению. Однако мне кажется маловероятным столь дальнее проникновение к юго-западу, и притом через узкое пространство вдоль Чешской губы, новоземельского ледника второго постмаксимального оледенения. Кроме того, общая дугообразная конфигурация полосы свежих конечных морен севернее Пезы с вогнутостью, обращенной на северо-запад, указывает на движение ледника с этой стороны. Поэтому я считаю более вероятным, что эти морены образованы скандинавским ледником второго постмаксимального оледенения. Отмеченное Ю. Л. Рудовицем присутствие в этих моренах валунов новоземельского происхождения может быть объяснено тем, что последние были взяты ледником из подстилающей морены.

С моим мнением о скандинавском происхождении конечных морен севернее Пезы вполне согласуется их географическое положение. В этом месте скандинавский ледник второго постмаксимального оледенения имел возможность особенно далеко распространиться на восток. Этому благоприятствовало северное положение района, а также пониженная поверхность, служившая ложем леднику при движении последнего через район Мезенской губы с северной стороны Беломорско-Кулойского уступа. Причиной большого нагромождения конечных морен, которые резко выделяются в рельефе севернее Пезы, послужило то, что здесь скандинавский ледник уперся в возвышенности Северного Тимана.

В отношении морены второго постмаксимального оледенения следует отметить, что в северной части Большеземельской тундры, по данным Г. А. Чернова, морена этого оледенения в нижней ее части представляет «морскую морену». Таким образом, для двух постмаксимальных оледенений

на севере Печорского края и в бассейне Мезени характерно, что ледники наступали на поверхность, залитую на обширных участках морем или, частью, приледниковыми озерами.

После вюрмского оледенения на севере Печорского края произошли, как это считает Ю. А. Ливеровский [12], две морских трансгрессии — «позднеледниковая» и «послеледниковая». Из них первая, более ранняя, отличалась бо́льшим распространением.

На Северном Урале второе постмаксимальное оледенение, можно предполагать, образовало ледниковый покров только в Заполярном Урале к северу от 67° с. ш. Образованию покрова способствовало расширение хребта в этой его части. Дальше к северу уральский ледник соединялся с пайхойским и новоземельским. Небольшие разобщенные покровы и группы ледников с общими областями питания, возможно, существовали и несколько южнее, в массивах Собельем, Рай-Изе и на северной оконечности Войкар-Сыньинского массива, у Полярного круга. Покров уральского оледенения в эту эпоху, распространяясь на запад по равнине, захватывал только самую верхнюю часть бассейна Усы и Большеземельскую тундру. На южной своей стороне уральский покров был настолько невелик, что почти не выходил из горной области. Его граница шла приблизительно с юга на север, от Самсоновых гор через Усу к р. Сейда-ю, где уральский ледник соединялся с пайхойским. Моренные отложения этого оледенения и образованный ими рельеф в значительной части сохранили свою первоначальную свежесть. К западу от Заполярного Урала, на равнине, моренные отложения образуют целую систему гряд, или мусюров, почти не затронутых позднейшей речной эрозией.

К югу от развития второго постмаксимального покровного оледенения на Урале было развито долинное оледенение, причем оно ослабевало по мере движения на юг. Совсем небольшие леднички этой эпохи могли существовать даже на Тылайском и Конжаковском камнях, т. е. почти над границей распространения оледенения в эпоху его максимального развития.

От последнего оледенения и его заключительных фаз в горах Урала, кроме моренных и флювиогляциальных отложений, мало размытых за последующее время, сохранились также в свежем состоянии эрозионно-ледниковые формы рельефа: троги, цирки, кары и ригели на дне долин. При этом следует отметить, что свежие следы ледниковой деятельности на Полярном и Северном Урале частью относятся, вероятно, к третьему постмаксимальному оледенению, которое отсутствовало на прилегающей равнине.

Каждое из постмаксимальных оледенений отличалось меньшим распространением и, повидимому, меньшей продолжительностью по сравнению с предыдущим. Самым продолжительным было максимальное оледенение. Укорачивались соответственно и межледниковые эпохи. Об этом можно судить по степени преобразующего влияния, которое оказали на развитие рельефа деятельность льда во время каждого из оледенений и деятельность воды в межледниковые эпохи. Для послерисских морских трансгрессий на севере и северо-востоке Русской равнины также характерно последовательное уменьшение размеров их распространения. Самым меньшим распространением отличались трансгрессии, последовавшие за вторым постмаксимальным оледенением; они на короткий срок захватывали узкую полосу вдоль современного морского побережья.

Последовательное укорачивание отдельных ледниковых и межледниковых эпох и уменьшение распространения оледенений, начиная с рисско-

эпохи, являются их существенным характерным свойством. Оно отражает, повидимому, последовательное убыстрение во времени и уменьшение в размахе колебаний того общего процесса, с которым связано все древнее оледенение в целом, начиная с эпохи его максимального распространения.[1]

Современное оледенение Новой Земли и современные небольшие ледники в горах Северного Урала, которых известно шестнадцать, представляют оледенение, гораздо менее значительное по сравнению с предыдущими. От древних постмаксимальных оледенений оно отделяется эпохой климатического оптимума, т. е. приблизительно атлантическим периодом, когда новоземельский ледниковый покров особенно быстро сокращался, а некоторые из небольших горных ледников на Урале могли совершенно исчезать. В настоящий момент современное оледенение Урала и Новой Земли находится в фазе новейшего медленного угасания.

С таким определением современного оледенения Северного Урала и Новой Земли согласуется мнение С. Г. Боча [1] о современных ледниках Урала. Этот автор считает, что современные сокращающиеся ледники на Урале представляют оледенение, которое отделено перерывом от предыдущего. Перерыв между оледенениями С. Г. Боч предположительно относит к атлантическому времени.

Поверхность северо-востока Русской равнины в геоморфологическом отношении имеет различный характер, в зависимости от того, как долго подвергался речной переработке рельеф, образованный различными по возрасту оледенениями. Моренный рельеф максимального оледенения почти повсеместно уничтожен. Моренный рельеф, образовавшийся во время первого постмаксимального оледенения, сохранился во многих местах во внутренних частях современных водораздельных пространств. Внутри границы распространения второго постмаксимального оледенения моренный рельеф и озы сохранились в свежем состоянии непосредственно над речными долинами. Подобные зоны, в которых первичный ледниковый рельеф был в различной степени переработан последующими, главным образом водно-эрозионными процессами, хорошо известны и в более западных областях Русской равнины.

На северо-востоке Русской равнины широко распространены покровные отложения, возникшие в результате солифлюкции в перигляциальных зонах бывших оледенений. В настоящее время на севере Печорского края, где развита вечная мерзлота, в перигляциальной зоне современного новоземельского оледенения происходит образование современных солифлюкционных отложений.

1946 г.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Боч С. Г. Четвертичные отложения водораздельной части Приполярного Урала. Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода (INQUA); вып. V, 1941.
2. Боч С. Г. и Краснов И. И. К вопросу о границе максимального четвертичного оледенения в пределах Уральского хребта в связи с наблюдениями над нагорными террасами. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 8, 1946.
3. Варсанофьева В. А. Четвертичные отложения бассейна Верхней Печоры в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края. Уч. зап. кафедры геол. Моск. гос. педаг. ин-та, вып. 1, 1939.
4. Варсанофьева В. А. Геологическое строение территории Печоро-Ылычского государственного заповедника. Тр. Печ.-Ылыч. гос. заповед., вып. 1, 1940.

[1] Это свойство помогает отличать от оледенений — их стадии и, соответственно: от межледниковых эпох — интерстадиальные промежутки времени.

5. Вульф Е. В. Историческая география растений. Изд. АН СССР, 1944.
6. Добролюбова Т. А. и Сошкина Е. Д. Общая геологич. карта Европейской части СССР, лист 123-й. Тр. Ленингр. геол.-гидро-геодез. треста, вып. 8, 1935.
7. Кальянов В. П. Морфология и четвертичные отложения среднего течения реки Печоры (между Усть-Усой и Усть-Цыльмой). Землеведение, т. 38, вып. 4, 1936.
8. Краснов И. И. Четвертичные отложения Молотовской и Свердловской областей. Геология СССР, т. XII, Урал, часть 1, геологическое описание, 1944.
9. Краснов И. И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 9, 1947.
10. Лаврова М. А. К вопросу о морских межледниковых трангрессиях Печорского района. Научн. бюлл. Ленингр. гос. унив., № 5, 1945.
11. Ламакин В. В. Современное поднятие земной поверхности на Средней Печоре. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1945.
12. Ливеровский Ю. А. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна. Тр. Геоморф. ин-та, вып. 7, 1933.
13. Лихарев Б. К. Геологические исследования в Южном Тимане. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 150, Л., 1931.
14. Лихарев Б. К. Отчет о геологических исследованиях Вычегодско-Печорского водораздела в 1930 году. Изв. Всес. геол.-развед. объедин., т. 61, вып. 65, Л., 1932.
15. Малахов А. А. Геология Среднего Тимана и Западного Притиманья. Тр. Сев. геол. управл., вып. 6, 1940.
16. Москвитин А. И. Четвертичные отложения и молодые движения района Соликамского гидроузла. Рефераты научно-исслед. работ за 1940 г. отд. геол.-географ. наук АН СССР, 1941.
17. Огнев Г. Н. Почвы юго-восточной части Коми области (под ред. Л. И. Прасолова). Тр. ленингр. лабор. Ин-та агропочвоведения Акад. сельскохоз. наук, вып. 8, 1930.
18. Перфильев И. А. Флора Северного края. 1934.
19. Рудовиц Ю. Л. О количестве оледенений, бореальных трансгрессий и о границах последнего оледенения в связи с новыми исследованиями на Среднем Тимане. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 9, 1947.
20. Сирин Н. А. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 72, петрограф. серия, 1945.
21. Софронов Г. П. Четвертичные отложения Воркутского района. Тр. Ин-та мерзлотовед. АН СССР, т. VI, 1944.
22. Худяев И. Е. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 106-й. Западная часть. Сыктывкар — Кожим — Подъельск. Тр. Ленингр. геол. управл., вып. 16, 1936.
23. Чернов Г. А. Геологические исследования в восточной части Большеземельской тундры и перспективы ее нефтеносности. Тезисы к диссертации на соискание ученой степени канд. геолого-минералогических наук. Изд. Карело-Финского гос. унив., Сыктывкар, 1944.
24. Чернов Г. А. Новые данные по четвертичной истории Большеземельской тундры. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 9, 1947.
25. Яковлев С. А. Руководящие валуны, морены и границы распространения новоземельского оледенения на Русской равнине. Центры ледниковых покровов, бывших на Русской равнине. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 5, 1939.
26. Яковлев С. А. О следах эпейрогенических движений в ледниковое время к северу от Русской равнины. Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода (INQUA), вып. V, 1941.
27. Яковлев С. А. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время. Бюлл. Ком. по изучен. четверт. периода, № 9, 1947.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1948 № 12

Н. Н. СОКОЛОВ

# МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В БАССЕЙНЕ р. МЕЖИ

## I

Осенью 1939 г. мною изучались рельеф и четвертичные отложения Центрального лесного заповедника и смежных с ним местностей, расположенных в западной части Калининской области (Нелидовский и соседние с ним районы).

Заповедник находится среди плоской равнины (по рр. Жукопе, Тюдьме и Меже), которая продолжается на запад до линии железной дороги Осташков — Великие Луки. На западе равнина эта сменяется более высокой холмистой местностью, с большим количеством озер и резкими ледниковыми формами. На востоке и северо-востоке равнина ограничена также возвышенными участками, однако без озер и с менее резкими моренными холмами (со сглаженными склонами). Территория самого заповедника расположена на водоразделе рр. Жукопы и ее притока Тюдьмы с р. Межой, т. е. притоков Волги и Западной Двины. Заповедник лежит на карбоновом плато, близко к его западной окраине; здесь на известняках серпуховской свиты ($C_I$) залегает толща четвертичных отложений мощностью до 20 м. Последние представлены преимущественно валунными суглинками, иногда с линзами или с прослоями песков; сверху лежат безвалунные покровные суглинки и супеси, мощность которых обычно не превышает 1 м. Вдоль рек встречаются ленточные глины и пески, озерно-ледниковые и частью флювиогляциальные.

В южной части заповедника, среди неясно холмистой местности, обнаружены межледниковые и межстадиальные слои — гиттия и торф, прикрытые сверху безвалунными суглинками. Первоначально, в 1938 г., они были отмечены для почвенного участка заповедника И. П. Герасимовым; в 1939 г. мною была обнаружена мощная толща указанных отложений в квартале № 74 заповедника.

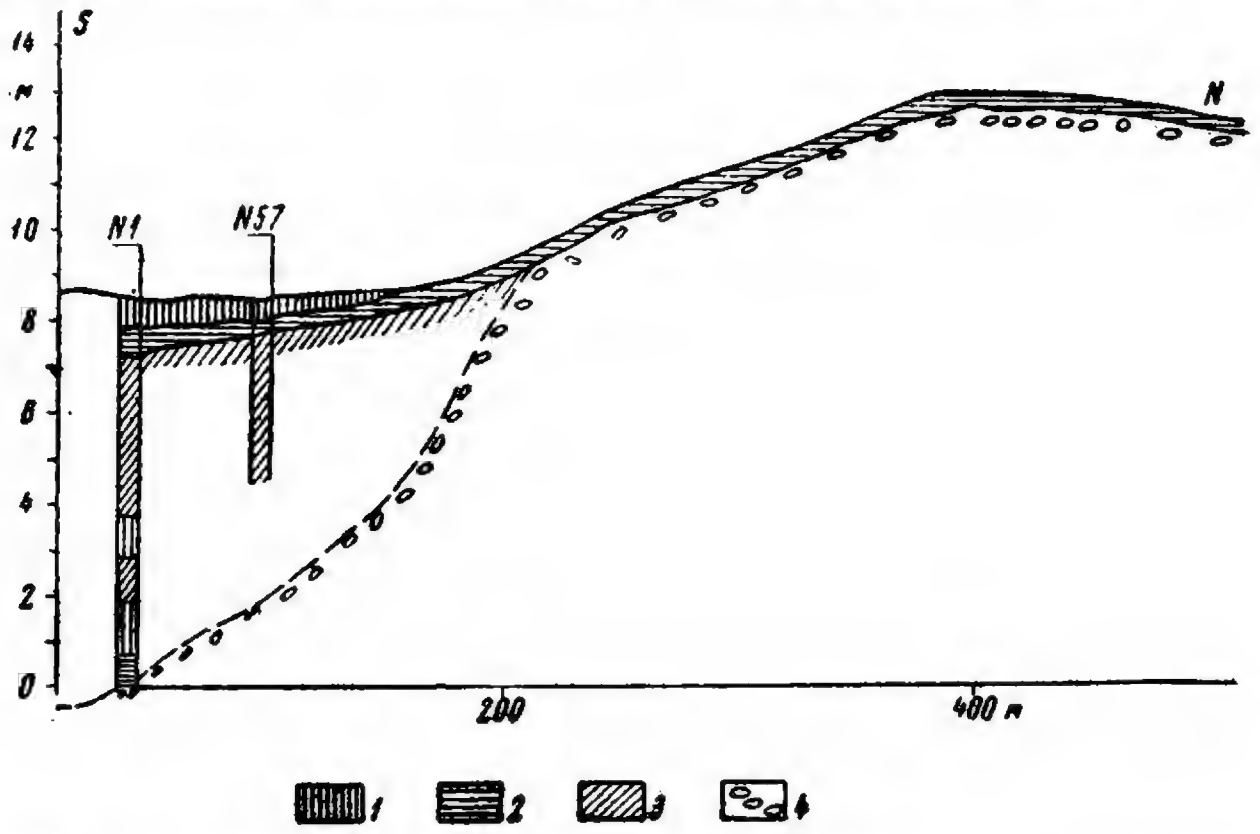
Разрез скважины № 1 в 74-м квартале оказался особенно полным. Участок близ скважины № 1 имеет неровную поверхность — пологие холмы чередуются с депрессиями, причем колебание высот обычно не превышает 4—6 м (до 9 м). По низким холмам лежит валунный суглинок прикрытый покровным суглинком; депрессии же, до 0.25 км диаметром заторфованы и заняты сырым лесом (елью с примесью черной ольхи); к ним приурочены часто истоки ручьев.

## II

Скважина № 1 заложена на дне глубокого (до 4 м) шурфа, среди депрессии, у истоков ручья — притока Старосельского ручья.

Приводим сокращенное описание разреза шурфа и скважины № 1:

0—0.20 м — порошковатая «труха», преимущественно из коры деревьев и мелких веточек.
0.20—0.40 » — неразложившийся пластинчатый осоково-тростниковый торф.
0.40—0.70 » — торф темнобурый, разложившийся и заиленный.
0.70—0.80 » — гиттия черная.
0.80—1.20 » — голубой суглинок с редким гравием.
1.20—2.40 » — гиттия темносерая (сапропелевая глина), с большой примесью минерального вещества, очень пластичная, с растительными остатками, различимыми на-глаз.
2.40—2.50 » — торфяно-песчаный прослой.
2.50—4.85 » — гиттия (сапропелевая глина), грязносерая, сильно заиленная минеральным веществом.
4.85—5.65 » — торф слабо разложившийся, бурый, заиленный, моховой (сфагново-гипновый).
5.65—6.50 » — гиттия темнобурая.
6.50—7.40 » — торф черный, землистый, заиленный.
7.40—7.90 » — гиттия темнобурая.
7.90—8.05 » — синяя безвалунная глина.
8.05—8.20 » — синяя безвалунная глина с прослоем мелкого песка.




**Фиг. 1. Разрез четвертичных отложений Центрального лесного заповедника.**
*1* — торф; *2* — безвалунный суглинок; *3* — гиттия; *4* — валунный суглинок.

Описанный разрез представляет совершенно исключительный интерес: здесь мы имеем пока единственный для Европейской части Союза случай, где довольно мощная межледниковая толща постепенно сменяется вверху безвалунными отложениями: стадиальными (двух стадий) и межстадиальными — последнего оледенения.

Мощность отложений указывает на длительность промежутка времени, в течение которого они образовались, а неоднократные фациальные изменения их — на неоднократную смену условий образования, т. е. географических условий.

В образовании толщи участвовало три процесса: 1) отложение органогенных илов в озере; 2) заторфование озера; 3) заиливание озера глинистыми отложениями ледниковых вод. Первый и второй процессы происходили в межледниковое и межстадиальное время, тогда как последний — главным образом во время надвигания ледника последнего оледенения.

Скважинами и шурфами по соседству с описанной скважиной установлено постепенное выклинивание рассматриваемой толщи по мере приближения к склонам холмов, а также постепенный переход верхнего суглинка, залегающего в скважине под верхним торфом, в покровный суглинок на холмах.

На прилагаемой диаграмме ясно видны изменения в составе пыльцы по разрезу. При изучении же макроскопических растительных остатков на глубине 5.40—6.0 м были обнаружены, между прочим, семена *Brasenia purpurea* (*Brasenia Schroeteri*).

## III

Сделаем некоторые выводы.

Синяя глина в основании, возможно, отлагалась еще в ледниковом водоеме: она, повидимому, соответствует зоне *c* схемы Шафера и возникла частью в лесотундровых условиях.

На глубине 7.70—7.90 м выделяется зона *d* — смешанных лесов: в ней содержится преимущественно пыльца орешника, березы и ольхи. Для этой зоны характерно появление пыльцы граба, дуба, вяза и липы. Отложения ее представлены гиттией.

Выше, на глубине 5.70—7.70 м, залегает зона *ef*. Кроме огромного количества пыльцы орешника (до 125%), здесь велико содержание пыльцы ольхи (до 74%). Содержание пыльцы широколиственных пород в общем невелико (дуба — до 11%), но зато характерно присутствие пыльцы граба (до 7%). Зона эта образована заиленным торфом и гиттией.

На глубине 5.40—6.0 м явно выделяется зона *g* (смешанных лесов). Здесь резко убывает количество пыльцы широколиственных пород; зато возрастает количество пыльцы граба (до 19.5%). Здесь же были встречены семена *Brasenia purpurea*. Во время этой фазы доминировала ольха; к концу же фазы заметно возрастает количество березы, повидимому, в связи с «ухудшением» климата. Отложения этой зоны представлены внизу гиттией, а выше — торфом (из гипновых и частью сфагновых мхов).

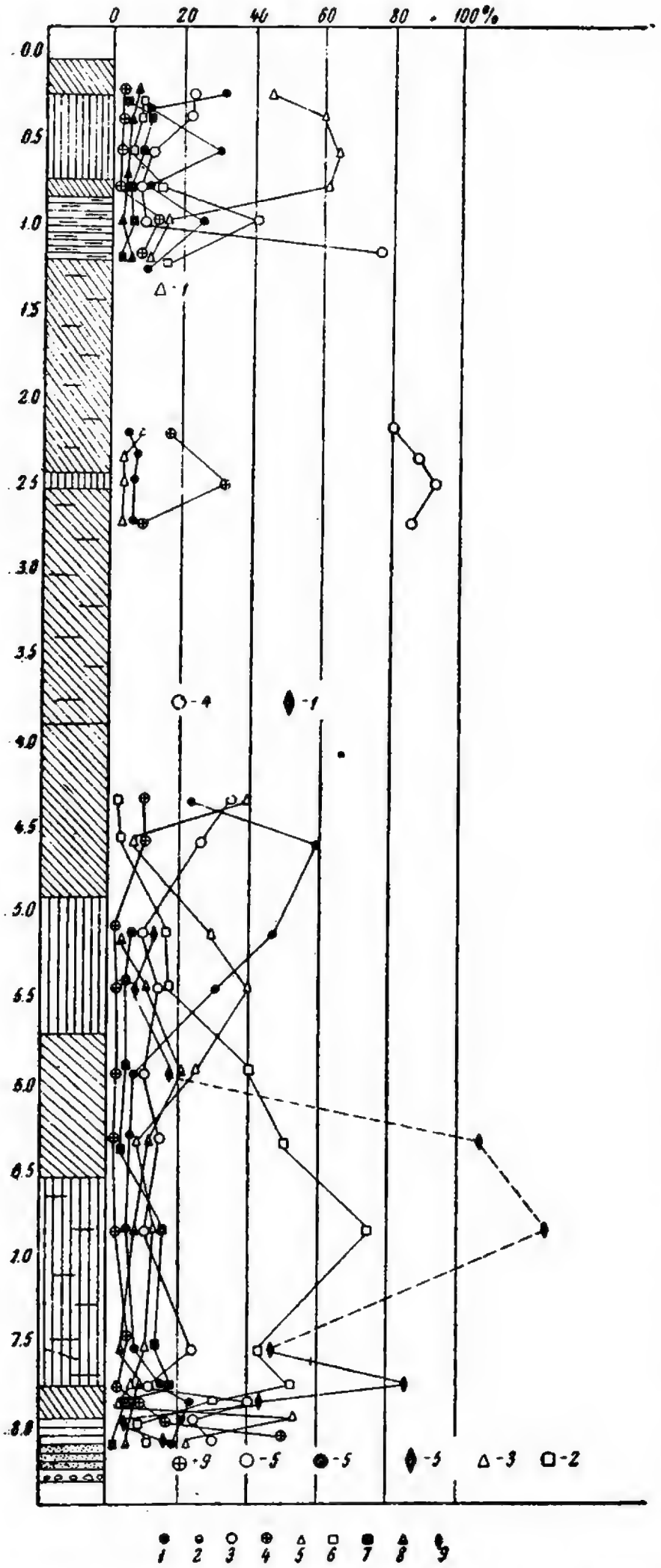
На глубине 4.15—5.40 м выражены зоны хвойного леса *h* и *i*; в зоне *h* (5.20—5.40 м) преобладает пыльца ели (до 40.5%), а в зоне *i* (4.15—5.20 м)— сосны (до 60%). В зоне *h* находится торф моховой (гипново-сфагновый), в зоне *i* — гиттия.

Сильное возрастание количества пыльцы ели и березы в зоне *i* указывает, повидимому, на смену бореального климата субарктическим.

Данных о растительности в более холодные фазы, при постепенном надвигании ледника последнего оледенения, мы почти не имеем. Зона *k* на глубине 3.0—4.05 м представлена почти немой толщей (гиттией); между тем, обычно для нее особенно характерны остатки травянистой и кустарниковой растительности (лесотундра и тундра). Лишь на глубине 3.65—3.85 м встречено несколько (4) пылинок березы и 1 пылинка ивы; здесь же встречено небольшое количество остатков ольхи и ели. Гиттия тут сильно заилена глинистыми частицами.

Образование зоны *k* происходило неподалеку от ледника последнего оледенения, граница которого, судя по рельефу и по распространению водораздельных озер, проходит в 50 км от данного пункта; сильное заиливание гиттии надо объяснять приносом ледниковой мути.

Выше, на глубине 2.0—3.0 м, выделяется зона, представленная гиттией с прослоем торфа (на глубине 2.40—2.50 м). Гиттия здесь кажется менее




Фиг. 2. Пыльцевая диаграмма шурфа № 1 в районе Центрального лесного заповедника.

*1* — сосна; *2* — кедр; *3* — береза; *4* — ива; *5* — ель; *6* — ольха; *7* — смешанный дубовый лес; *8* — граб; *9* — орешник.

заиленной глинистыми ч
стицами, чем выше и ни
же. В этой зоне встреча
много пыльцы весьма бе
ного видового состава: пр
обладает (до 94%) береза
велика и примесь ивы (д
32.5%). В прослое торф
обнаружены остатки ко
мыша и рдеста.

Повидимому, в эту фа
зу здесь была лесотундр
или окраина тайги.

В Западной Европ
(в Ютландии и Польш
Иессен и Мильтерс вы
деляют зону *l*, с пыл
цой широколиственны
пород.

Нам думается, что оп
санная зона нашего ра
реза соответствует эт
зоне. Значительные р
различия в составе пыл
цы объясняются больш
разницей климата эти
местностей в то время.

Зона *l* образовалас
повидимому, при некот
ром смягчении климат
в межстадиальное вре
(перед валдайской стади
последнего оледенени
На глубине 1.20—2.0 м л
жит заиленная гиттия, та
же без пыльцы. Правда,
нижней части зоны на гл
бине (до 1.90—1.95 м) б
ли обнаружены макроск
пические остатки сосн
ели, березы, ивы, ольх
рдеста, осок и мхов—гл
новых и сфагновых. Мо
но думать, что это зона
которая в Ютландии
держит пыльцу бере
сосны и ели. Зона *m*
разовалась во время
вого надвигания ледни
повидимому, в валдайск
стадию последнего оле
нения, когда ледник
тановился у Валдая; о

возникла в лесотундровых и тундровых (субарктических и арктических) условиях.

Верхний суглинок (на глубине 0.80—1.20 м), который стратиграфически соответствует покровному суглинку, содержит много пыльцы бедного видового состава: внизу преобладает (до 76%) пыльца березы, а выше — больше ольхи и сосны. Эта зона образовалась, очевидно, еще в позднеледниковое время.

Послеледниковые отложения представлены торфом, подстилаемым маломощной гиттией (на глубине 0.70—0.80 м); здесь преобладает пыльца ели, количество которой убывает кверху. Состав пыльцы, как и малая мощность торфа и его лесной характер, показывает, что лес в низине у разреза пережил сравнительно недавно (в субатлантическое время) заболачивание, возможно, вследствие ухудшения климата.

## IV

Итак, описанный разрез дает картину развития лесов за весьма длительный период, начиная с таяния ледника предпоследнего оледенения и кончая таянием ледника последнего оледенения.

Межледниковый характер толщи, залегающей на глубине ниже 4 м, несомненен: об этом говорят своеобразный состав пыльцы в ней, а главное, закономерная смена древесных пород по зонам, соответствующим межледниковым зонам в других местностях у нас и в Западной Европе. Некоторые отклонения в составе пыльцы необходимо объяснить провинциальными или местными различиями.

Необходимо также подчеркнуть, что состав лесов в межледниковое время был отличным от состава лесов в межстадиальное и послеледниковое время; последнее ясно при одном взгляде на пыльцевую диаграмму для торфяника, «Катин мох», составленную по данным Ц. Минкиной, которая исследовала материалы ботаника Т. Т. Трофимова.[1] В «Катином мхе» (на территории заповедника) внизу, с 4.75— до 6.5 м, преобладает пыльца сосны и березы; выше, с 2.5 до 4.75 м, заметна большая примесь пыльцы ольхи и ели. Вверху количество пыльцы ольхи убывает, количество же пыльцы ели, сосны и березы в общем сходно.

Следовательно, в послеледниковое время (вернее, начиная с позднеледникового времени) мы имеем здесь такую смену насаждений: 1) сосна и береза; 2) береза и ольха со значительной примесью ели и сосны; 3) ель, сосна, береза.

Характерно малое в общем содержание тут пыльцы широколиственных пород: орешника — до 16%, граба — до 2%, хотя количество пыльцы смешанного дубового леса (т. е. дуба, вяза и липы) достигает 26% во время послеледниковой теплой фазы.

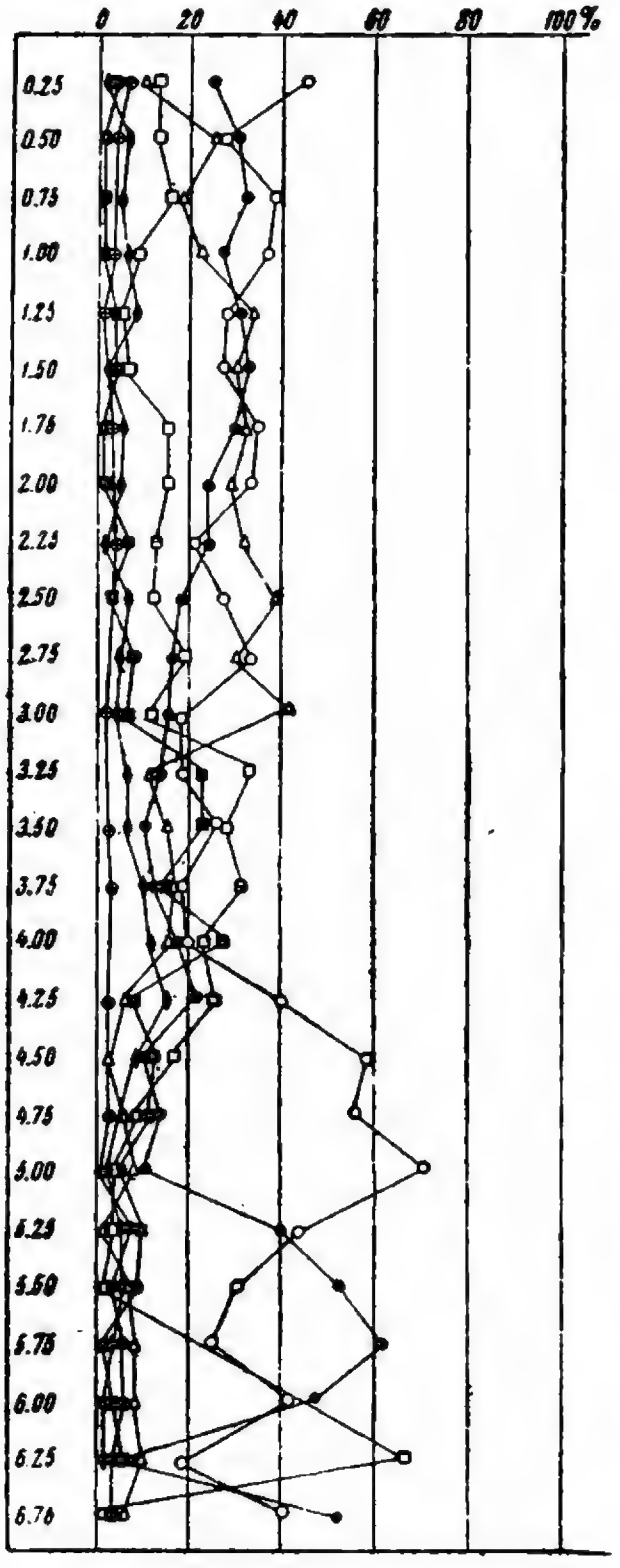
## V

Описываемая местность относится к области предпоследнего оледенения: мы не имеем здесь ни отложений, ни форм последнего оледенения. Многочисленные залежи межледниковых озерно-болотных отложений под плащом безвалунных покровных отложений, отсутствие озер, сглаженный характер ледниковых форм, хорошее развитие гидрографической сети (и речных террас), — все указанные черты не позволяют относить

[1] Диаграмма была любезно предоставлена мне Т. Т. Трофимовым.

территории заповедника к области последнего оледенения, как это обычно принимают.

Заповедник лежит в 20—60 км от границы последнего оледенения, которая проходит по Западной Двине; поэтому здесь на поверхности и встречаются лишь безвалунные экстрагляциальные отложения. Они были распространены, повидимому, делювиальные и солифлюкционные образования — покровные отложения повышенных или более удаленных (от края ледника) участков. Близ края ледника, особенно по пониженным участкам, отлагались наносы ледниковых вод, стоячих и текучих (ленточные глины и флювиогляциальные пески). Водные отложения последнего оледенения во время таяния последнего оледенения шли недалеко, не далее полого-холмистой, моренной «дуги», к югу и востоку от заповедника.




Фиг. 3. Пыльцевая диаграмма торфяника «Катин мох». Условные обозначения те же, что на фиг. 2.

Рельеф местности формировался в основном во время таяния ледника предпоследнего оледенения. После таяния этого ледника по краю заповедника, среди моренных холмов, возникли озера, в которых за межледниковое время накопилась толща илов свыше 4 м мощностью.

Простое сопоставление мощностей и состава указанных отложений говорит о большой длительности межледникового времени. Во время последнего оледенения ледник дважды приближался к заповеднику. В первую (максимальную) стадию надвигания и стояния ледника отлагалась сильно заиленная гиттия, мощность которой (теперь) не менее 1.5 м. В межстадиальное время возникла толща гиттии с прослоем торфа общей мощностью не менее 0.60 м. Наконец, во время надвигания ледника в валдайскую стадию была отложена сильно заиленная гиттия мощностью (в настоящее время) до 0.90м.

Таяние ледника валдайской стадии сопровождалось отложением верхнего суглинка мощностью около 0.40 м. Во время таяния ледника валдайской стадии последнего оледенения были спущены сильно обмелевшие озера, которые до того были заполнены илом мощностью до 8 м.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1948 № 12

Н. И. ДМИТРИЕВ

# ТЕРРАСЫ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ ВОРСКЛЫ МЕЖДУ ЛЕЩИНОВКОЙ И ПЕРЕВОЛОЧНОЙ

Правобережье Ворсклы между Лещиновкой и Переволочной представляет собою равнину, абсолютная высота которой между Лещиновкой и Кобеляками — 115—130 м, между Кобеляками и хутором Дубровки — 115—128 м, между хутором Дубровки и Переволочной — 104 — 107 м.

Равнина обрывается к долине Ворсклы высоким крутым уступом, высота которого над уровнем Ворсклы у Беликов — 67.8 м, у Кобеляк — 60.1 м, у Переволочной — 35 м. Между уступом и рекой тянется луговая терраса, но местами река подходит непосредственно к уступу и подмывает его. Южнее хутора Селище появляется вторая надлуговая (однолёссовая) терраса; она тянется вдоль уступа до южной окраины с. Кишеньки.

На западе, между хуторами Дубровки и Бондарево, равнина также обрывается хорошо выраженным в рельефе уступом до 15 м высоты к пятой яготинской террасе Днепра.

Долинами рр. Большой Кобелячки и Волчка и проходными, лишенными проточных вод, долинами северная часть равнины расчленена на ряд отдельных частей. Кроме речных и проходных долин, поверхность равнины прорезывают также балки и овраги. Овражно-балочная сеть довольно сильно развита по правому берегу Ворсклы. На остальном пространстве равнины балки также встречаются часто, но овраги попадаются редко. Южная окраина равнины (между хутором Дубровки и Переволочной) совершенно не расчленена.

Эту равнину, кроме ее южной окраины (к югу от хутора Дубровки), обычно принимают за плато на основании того, что здесь имеется полная лёссовая серия пород (как и на плато), подстилающаяся бурыми, красно-бурыми и пестрыми глинами, которые относят к ярусу пестрых глин, прикрывающих пески полтавского яруса.

В одной из своих работ [3], рассматривая вопрос о том, можно ли правобережье Ворсклы южнее Лещиновки считать плато, я указал, что абсолютные высоты здесь невелики, рельеф типичный террасовый, а пестрые глины могли уцелеть потому, что река размыла здесь неглубоко коренные породы, и, кроме того, возникает сомнение, действительно ли это пестрые глины. Не являются ли эти глины речными отложениями? Тогда район этот нужно считать древнейшей террасой Днепра.

В других своих статьях [4, 5] я, основываясь на указаниях исследователей, что на правом берегу Ворсклы, ниже Лещиновки, выходят пески полтавского яруса, пришел к заключению, что небольшую абсолютную высоту правобережья Ворсклы в этом районе нельзя объяснить только эпейрогеническими опусканиями последнего, ибо при таком значитель-

ном опускании полтавские пески не могли бы подниматься выше уровня Ворсклы. Для объяснения небольшой абсолютной высоты этого пространства необходимо допустить и речной размыв, проходивший до отложения лёсса, что говорит о террасовой его природе. Размыву подверглись красно-бурые глины, местами снесенные совершенно. Эту террасу я сопоставил с террасой, названною мною богдановской, занимающей водораздельное пространство Орели и Самары к западу от линии: могила Чуйкова — хутор Шпанский — Богдановка — Копылово. Так как возраст богдановской террасы я определил как гюнцкий на основании того, что залегающие на ней под лёссовой серией пород бурые и красно-бурые глины подверглись значительному размыву, то и возраст террасы, образующей правобережье Ворсклы южнее Лещиновки, на которой размыв красно-бурых глин происходил перед отложением пород лёссовой серии, считал гюнцким.

Д. Н. Соболев [14] правобережье Ворсклы ниже Лещиновки также считает террасой, называемой им иванковской (верхнесарматско-меотийско-понтийского возраста). При этом он неправильно указывает, что присутствие этой террасы (т. е. иванковской) на правом берегу Ворсклы, в районе Кобеляк, и далее к югу до низовьев реки выяснено Н. И. Дмитриевым. Правобережье Ворсклы ниже Лещиновки я никогда не считал террасой, как это делает Д. Н. Соболев, называя его иванковской террасой.

О геологическом строении правобережья Ворсклы ниже Лещиновки находим указания у ряда исследователей. И. Леваковский [8] отметил, что в Беликах обнажаются только пласты верхнего песчаного яруса и делювиальная глина, в которой здесь уже начинают попадаться валуны кристаллических пород.

А. В. Гуров [2] наблюдал в Перегоновке зеленовато-серый слюдисто-глинистый песок, совершенно сходный с породами харьковского яруса. В Перегоновке и Беликах он указывает желтые и белые кварцевые пески до 10 м мощности, которые относит к ярусу белых песков (полтавский ярус), и лежащие выше пестрые глины: серые, зеленые, синие и желтые. Из четвертичных отложений А. В. Гуров указывает слоистую мергельную глину с пресноводными раковинами, валунную песчанистую красно-бурую глину и лёсс. По мнению автора, у Кобеляк должна была находиться конечная морена. Кобеляки являются и крайним пунктом разнесения северных валунов.

А. Г. Ферхмин [16] указывает на распространение по правому берегу Ворсклы, вверх по течению реки, начиная от Ханделеевки, белых и желтых третичных песков и покрывающих их пестрых глин. Четвертичные отложения состоят из пресноводного мергеля, валунного суглинка, лёсса и лёссовидных пород. Пресноводный мергель широко развит. В Кобеляках и несколько севернее этого пункта в пресноводном мергеле встречаются эрратические валуны. Он подстилает валунные образования и очень сходен с лёссом, но отличается от него по ряду признаков. Валунные отложения образуют сплошной покров.

А. И. Набоких [10] указывает, что в обнажениях по Ворскле в Лещиновке, Беликах и Горишних Млинах под мореной обнаружен лёсс, разделяющийся ископаемой почвой.

По данным Д. К. Биленко [1], производившего в этом районе трехверстную геологическую съемку, на правобережье Ворсклы (ниже Лещиновки), которое, по автору, представляет собою плато, древнейшими обнажающимися породами являются пески полтавского яруса. В Со-

колках эти пески в верхней части являются переотложенными с диагональной слоистостью. На полтавских песках залегают пестрые глины, а выше их идут бурые. Пестрые и бурые глины имеют островное распространение. Они в форме шапок покрывают более приподнятые куполообразные возвышенности, между которыми выступают в понижениях пески полтавского яруса. В состав четвертичных отложений входят породы лёссовой серии, морена, флювиогляциальные пески, аллювий древний и современный. Лёссовая толща разделяется на пять ярусов ископаемыми почвами, причем третий ярус разделяется мореной на две части: надморенную и подморенную. Морена и связанные с нею надморенная и подморенная части третьего яруса лёсса отвечают максимальному днепровскому (рисскому) оледенению, а вышележащие — второй и первый ярусы лёсса — стадиям вюрмского оледенения: первой и второй. Четвертый и пятый ярусы лёсса отвечают миндельскому и гюнцкому оледенениям. Флювиогляциальные отложения встречаются только на склонах плато и в долинах рек, а на высоком плато отсутствуют.

В 1938 г. на правобережье Ворсклы, от Переволочной до Ахтырки, производил геологические исследования А. Н. Вознесенский. Он приходит к выводу, что правобережье Ворсклы ниже ст. Сенжар представляет среднеплеоценовую (новохарьковскую) террасу. По его данным, на этой террасе под четвертичными отложениями залегают бурые глины, к которым автор относит и красно-бурые, кирпично-красные, серые, серовато-сизоватые, серовато-зеленоватые глины. В нижней части бурые глины переслаиваются с песками. Ниже идут полтавские пески. Описывая обнажения на правом берегу Ворсклы против Ханделеевки, автор указывает на наличие шести ярусов лёсса: двух вюрмских, двух рисских и двух миндельских.

Учитывая данные А. Н. Вознесенского, Д. К. Биленко правобережье Ворсклы ниже ст. Сенжар, которое он раньше принимал за плато, также признал за новохарьковскую террасу, на которой красно-бурые глины подстилаются не пестрыми глинами, как он считал раньше, а продуктами их перемыва, а ниже — полтавскими песками, вверху имеющими признаки размыва.

Перейдем к собственным исследованиям. Первый раз мне пришлось ознакомиться с геологическим строением правобережья Ворсклы между Лещиновкой и Переволочной в 1936 г. В 1937 г. я также побывал в этом районе. На основании своих наблюдений я пришел к выводу, что это правобережье представляет плиоценовую террасу, аналогичную новохарьковской рр. Северного Донца, Уд и Харькова, о чем и сделал доклад в Институте геологии Харьковского государственного университета. В 1938 г. я еще раз посетил этот район.

Мною были осмотрены все обнажения на берегу Ворсклы. Дающие полное представление о геологическом строении берега обнажения находятся в Соколках и на Селищанской горе у хутора Селеще, против Ханделеевки.

В северной части Соколков правый берег Ворсклы прорезывает большой ветвистый овраг, в обрывистых стенках которого во многих местах обнажаются четвертичные породы. В одном из правых боковых оврагов выступают:

| | | |
|---|---|---|
| | 1. Современная почва | 0.50 м |
| $W_{II}^{ls}$ | 2. Светлопалевый пористый типичный лёсс | 1.30 » |
| $W_{I}$-$W_{II}^{1}$ | 3. Светлокоричневый гумусовый суглинок | 0.80 » |

| | | |
|---|---|---|
| $W_I^{ls}$ | 4. Светлопалевый пористый типичный лёсс | 1.10 |
| $R\text{-}W^l$ | 5. Темнокоричневый гумусовый суглинок . | 1.00 |
| $R_{II}^{ls}$ | 6. Серовато-палевый лёссовидный суглинок | 1.00 |
| $R_{II}^{gl}$ | 7. Красно-бурый суглинок с валунами кристаллических пород | 1.50 |
| $R_{II}^{fgl}$ | 8. Серовато-палевый с зеленоватым оттенком слоистый суглинок с охристыми пятнами и разводами | 3.00 |
| $M\text{-}R^l$ | 9. Темносерый с ржавыми пятнами суглинок . . . . . | 2.00 |

Севернее устья оврага Ворскла подходит к самому берегу, образу щему здесь огромные обрывы, в которых выступают все породы, сл гающие берег, за исключением залегающих выше морены. Лучшее обн жение наблюдается в том месте, где Ворскла начинает отходить от берега. Здесь обнажаются:

| | | |
|---|---|---|
| $R_{II}^{fgl}$ | 1. Под современной почвой — желто-бурый плотный валунный суглинок . . . . . | 2.50 |
| $R_{II}^{fgl}{}_1$ | 2. Зеленовато-серый песчаный суглинок | 1.00 |
| $M\text{-}R$ | 3. Темносерый плотный суглинок . . . . . | 3.00 |
| $M_{II}^{ls}$ | 4. Палевый пористый лёсс. Порода покрыта темной коркой, образовавшейся вследствие намыва материала из вышележащего темносерого суглинка. Без расчистки этот слой легко принять за ископаемую почву . . . . . | 2.50 |
| » » | 5. Светлопалевый пористый типичный лёсс . . . . . | 5.00 |
| $M_I\text{-}M_{II}^l$ | 6. Темносерый с зеленоватым оттенком, с ржавыми пятнами гумусовый суглинок . . . . . | 2.50 |
| $M_I^{ls}$ | 7. Светлосероватый с желтоватым оттенком, с охристо-желтыми пятнами нежный пористый суглинок, отличающийся от типичного лёсса только цветом . . . . . | 2.60 |
| $Ng_2$ | 8. Красновато-коричневая глина с известковыми конкрециями . . . . . | 4.00 |
| $N_{g_2}^{al}$ | 9. Темносерая с известковыми конкрециями глина, раскалывающаяся на куски неправильной формы . . . . . | 2.00 |
| $N_{g_2}^{al}$ | 10. Светлосерая с ржавыми пятнами, с известковыми конкрециями глина, распадающаяся на мелкие остроугольные кусочки. В нижних горизонтах становится сильно песчанистой и переходит в суглинок, а ниже — в плотный глинистый песок . . . . . | 2.00 |
| $N_{g_2}^{al}$ | 11. Серовато-белый и белый мелкозернистый песок, встречаются прослойки охристо-желтого, желтого и зеленовато-серого мелкозернистого песка и тонкие, иногда многочисленные прослойки, до 10 см мощности, серых комковатых глин. Слоистость песков горизонтальная, но иногда диагональная. В нижней части толщи пески светлосерые с прослоями желтоватых, среднезернистые, крупнозернистые диагонально-слоистые, с тонкими прослойками зеленой глины . . . . . | 8.00 |

Поверхность песков поднимается на 10 м над уровнем Ворсклы. Ниже Лучек берег Ворсклы образует большой выступ. Здесь, на т называемой Селищенской горе, где Ворскла подходит к самому бере и подмывает его, в береговом обрыве, обнажаются:

| | | |
|---|---|---|
| $W_{II}^{ls}$ | 1. Современная почва . | 0.60 |
| $W_I\text{-}W_{II}^e$ | 2. Палевый пористый лёсс . . | 2.30 |

| | | |
|---|---|---|
| $W_{II}^{ls}$ | 3. Светлокоричневый лёссовидный суглинок . | 0.70 м |
| $R\text{-}W^{e}$ | 4. Темнопалевый пористый лёсс . | 0.60 » |
| $R_{II}^{ls}$ | 5. Темнокоричневый гумусовый суглинок . | 1.50 » |
| $R_{II}^{gl}$ | 6. Серовато-палевый лёссовидный суглинок | 0.80 » |
| $R_{II}^{fgl}$ | 7. Красно-бурый валунный суглинок . . . . . | 1.50 » |
| $R_{I}\text{-}R_{II}^{l}$ | 8. Светлопалевый с сероватым оттенком, с охристыми пятнами нежный лёссовидный суглинок. | 9.00 » |
| $R_{I}^{ls}$ | 9. Серый гумусовый суглинок . . . . . | 1.20 » |
| $M\text{-}R^{l}$ | 10. Желтовато-сероватый лёссовидный суглинок . | 1.00 » |
| $M_{I}^{ls}$ | 11. Темносерый гумусовый суглинок . . . . . | 2.00 » |
| $M_{I}\text{-}M_{II}^{l}$ | 12. Желтовато-сероватый с охристыми прожилками лёссовидный суглинок . . . . . | 2.50 » |
| $M_{I}^{ls}$ | 13. Коричневый гумусовый суглинок . . . . . | 2.00 » |
| $Ng_{2}$ | 14. Светлопалевый лёсс . . . . . | 2.50 » |
| $N_{g_2}^{al}$ | 15. Красновато-коричневая глина . . . . . | 5.00 » |
| $N_{g_2}^{al}$ | 16. Зеленовато-серая глина с известковыми конкрециями . | 1.50 » |
| $N_{g_2}^{al}$ | 17. Зеленовато-серый глинистый мелковернистый плотный песок с известковыми конкрециями . . . . . | 2.00 » |
| $N_{g_2}^{al}$ | 18. Зеленоватая глина, рассыпающаяся на мелкие остроугольные кусочки. . . . . | 0.80 » |
| $N_{g_2}^{al}$ | 19. Серовато-белый горизонтально и диагонально-слоистый мелкозернистый песок. Встречаются прослои желтого среднезернистого песка . . . . . | 8.00» |

Ниже закрыто, а затем обнажаются:

| | | |
|---|---|---|
| Pal | 20. Желтоватый песок . . . . . | 2.00 » |
| Pal | 21. Охристо-желтый песок до уровня реки . . . . . | 0.20 » |

Поверхность песков поднимается над уровнем реки на 12 м. Как показывают приведенные разрезы, наиболее древними обнажающимися породами являются пески, которые считают полтавскими. Ниже этих песков должны залегать породы харьковского яруса, как это показывают скважины в Кобеляках [9] и наблюдения А. В. Гурова в Перегоновке.

Пески относят к полтавским без достаточных оснований. Повидимому, в заблуждение вводят слои светлосерых и белых мелкозернистых песков, действительно сходных с полтавскими. Эти слои, однако, составляют только часть толщи песков, и нельзя, основываясь на них, решать вопрос о природе всей толщи песков. Если рассматривать в целом всю толщу песков, то видно, что в значительной части она состоит из песков, не имеющих сходства с полтавскими и сходных с речными террасовыми песками. При сравнении этих песков с типичными белыми полтавскими песками под микроскопом наблюдается существенная разница между теми

и другими. В то время как в полтавских песках зерна в огромном большинстве остроугольные, а округленных мало, в рассматриваемых песках решительно преобладают округленные зерна, а остроугольных немного, что как раз и характерно для речных песков. Поэтому всю толщу песков следует рассматривать, как толщу речных террасовых песков. Смена кверху крупно- и среднезернистых песков мелкозернистыми говорит об уменьшении быстроты течения воды.

О речном происхождении этих песков свидетельствует и находка в них Н. В. Пименовой [12] в Старых Сенжарах *Unio* cf. *crassus* (автор неправильно относит пески к полтавским).

Выше песков залегает толща глин и суглинков, ясно разделяющаяся на два горизонта: верхний, состоящий из красновато-коричневых глин, содержащих гумус, и нижний, в состав которого входят: светлосерые, серые, темносерые, зеленоватые глины и суглинки. А. В. Гуров и А. Г. Ферхмин всю толщу глин, покрывающих пески, относят к ярусу пестрых глин. Д. К. Биленко относит к ярусу пестрых глин только нижний горизонт толщи глин, а глины верхнего горизонта выделяет в особый горизонт под названием бурых глин.

Хотя глины нижнего горизонта могут быть названы пестрыми, но сопоставлять их с пестрыми глинами, покрывающими пески полтавского яруса, нельзя, так как они залегают не на полтавских песках, а на более молодых по возрасту речных песках. Едва ли можно сомневаться в том, что эти глины представляют собою террасовые осадки, образовавшиеся из тонкого глинистого материала, приносившегося в них водою в озерах и впадинах, существовавших на поверхности террасы. Переход глин внизу в суглинки и глинистые пески указывает на то, что слабое течение, существовавшее в реке во время отложения лежащих ниже мелкозернистых песков, еще более замедлилось и к моменту отложения глин прекратилось вовсе.

Красновато-коричневые глины, или, как их обычно называют, бурые глины, верхнего горизонта совершенно иного происхождения. Повидимому, они представляют собою красно-бурые глины, измененные почвообразовательными процессами. В пользу этого говорит присутствие в них гумуса, ясно выраженный красноватый оттенок и постепенный переход в красно-бурые глины, если последние их подстилают, как это наблюдается в Перегоновке (к северу от Соколков). Таким образом, красновато-коричневые глины можно рассматривать как древнейшую ископаемую почву, залегающую ниже лёссовой толщи.

В состав четвертичных отложений, залегающих выше глин, входят породы лёссовой серии, морена, флювио- и озерногляциальные отложения. Местами красновато-коричневые глины и лежащие ниже пестрые глины размыты, и лёссовая толща залегает непосредственно на песках. Эти размывы, происходившие перед отложением самого нижнего лёссового горизонта, вероятнее всего относятся к чаудинской эпохе.

Лёссовая толща слагается из лёсса и лёссовидных суглинков, разделяющихся ископаемыми почвами на отдельные горизонты, число которых достигает пяти, и только в обнажении на Селищенской горе наблюдается шесть горизонтов лёсса, так как здесь ископаемая почва, которую обычно считают миндель-рисской, разделяется прослоем лёссовидного суглинка. Этот горизонт лёсса соответствует орельскому лёссу В. И. Крокоса [7].

Ни в одном из осмотренных мною обнажений типичного лёсса, который залегал бы непосредственно под мореной, не наблюдается.

Морена представлена валунным суглинком то типичным красно-бурым, то желто-бурым лёссовидным. Мощность ее 1—6 м. Больших скоплений валунов, которые можно было бы считать за остатки разрушенных конечных морен, не наблюдается. Поэтому предположение А. В. Гурова, что в Кобеляках должна была находиться конечная морена, не имеет достаточных оснований.

Флювиогляциальные и озерногляциальные отложения представлены почти исключительно суглинками и развиты очень широко. Они покрывают и подстилают морену, но подморенные развиты гораздо больше, чем надморенные.

Описанное геологическое строение правобережья Ворсклы ниже Лещиновки ясно говорит о том, что оно представляет собою террасу, которую, как было отмечено выше, я сопоставлял с богдановской, а Д. Н. Соболев считает иванковской, по возрасту — верхнесарматско-меотийско-понтийской.

Состав пород, слагающих террасу, показывает, что такое определение возраста ее неверно, а следовательно, эта терраса не иванковская. Нельзя ее сопоставлять и с богдановской. Пески полтавского яруса в области этой террасы не частично размыты, как полагает Д. Н. Соболев, а снесены совершенно. Из этого следует, что долина, на дне которой отложились террасовые осадки, образовалась после отложения полтавского яруса, верхние горизонты которого, как это в настоящее время можно считать выясненным, относятся к верхнему сармату. Такой возраст верхов полтавского яруса принимает и Д. Н. Соболев [15]. Так как полтавский ярус прикрывается ярусом пестрых глин, то, следовательно, образование долины началось после отложения пестрых глин.

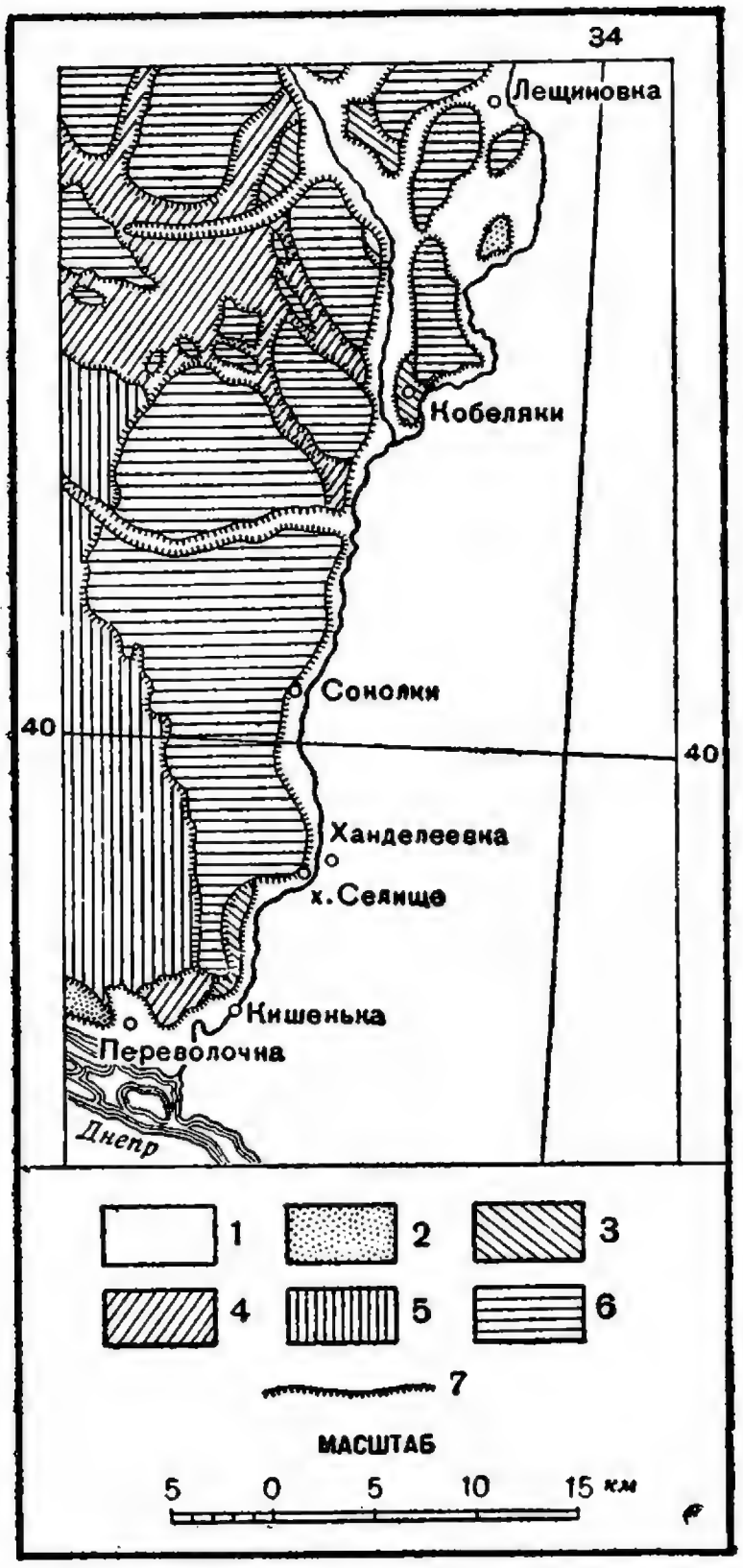
Вопрос о возрасте и происхождении пестрых глин спорный, существуют различные мнения. Наиболее правдоподобным является взгляд А. В. Гурова [2], по которому этот ярус «составляет... материковое пресноводное образование, выражающее плиоценовую эпоху и эквивалентное понтийскому ярусу южных степей». Залегание пестрых глин показывает, что они отмучивались в больших озерах, расположенных цепями по направлению современных долин в широких и довольно плоских ложбинах, которые намечали собою современные речные долины... «Ярус пестрых глин является продуктом отмучивания на сравнительно коротких расстояниях и перемывания на месте материковыми водами горных пород, слагавших первоначально ярус белых песков и песчаников».

Действительно, во время наступания понтического моря базис эрозии должен был повышаться. В связи с этим на суше, простиравшейся к северу от моря, эрозионные процессы должны были ослабевать, преобладало накопление. В это время и могли откладываться пестрые глины в озерах и впадинах существовавших в долинах рек.

Следовательно, начало образования долины, на дне которой отлагались осадки рассматриваемой террасы, наиболее естественно отнести ко времени отступания понтического моря, когда, в связи с понижением базиса эрозии, эрозионные процессы должны были усилиться. В киммерийскую эпоху, когда регрессия моря прекратилась, происходило расширение долины и отложение террасовых осадков. Накопление продолжалось и в куяльницко-акчагыльскую эпоху. Затем, в результате процессов выветривания, в эпоху отложения гурийских слоев, верхние горизонты террасовых отложений приобрели красно-бурую окраску, образовались красно-бурые глины, на которых еще перед отложением лёсса сформировались почвы красновато-коричневые, или бурые глины.

Таким образом, терраса по возрасту является плиоценовой, сформировавшейся в течение среднего и верхнего плиоцена.

Так как соответствующая терраса мною была раньше установлена на правобережье Псла, в районе Остапья, где она широко развита и характерно выражена, я назвал ее остапьевской [6].




Фиг. 1. Карта террас правобережья р. Ворсклы между Лещиновкой и Переволочной

*1*—луговая (послеледниковая) терраса; *2*—боровая (неовюрмская) терраса; *3* — каменская (палеовюрмская) терраса; *4* — переяславско-черкасская (рисская) терраса; *5* — яготинская (миндельская) терраса; *6* — Остапьевская (плиоценовая) терраса; *7* — уступы.

Остапьевская терраса аналогична установленной Д. П. Назаренко [11] террасе рр. Северного Донца, Уд и Харькова. названной им новохарьковской.

Совершенно иное геологическое строение имеет правый берег Ворсклы между хутором Дубровки и Переволочной, представляющий четвертую переяславско-черкасскую террасу Днепра.

На западе эта терраса подходит к пятой яготинской террасе Днепра, поднимающейся над ней ясно выраженным уступом до 12 м высоты. Уступ идет от северо-западной окраины Переволочной к восточной окраине Александровки. На севере, между хутором Дубровки и долиной Ворсклы, она граничит с рассмотренной выше остапьевской террасой. Эта граница выражена в рельефе резким высоким уступом. На юге терраса обрывается очень крутым уступом, до 28 м высоты, к луговой террасе Днепра, на востоке обрывается между Переволочной и южной окраиной Кишеньки к луговой террасе Ворсклы, а между южной и северной окраинами Кишеньки — палеовюрмской ее террассе.

Высота уступа к луговой террасе — до 30 м, к палеовюрмской — 15 м. Абсолютная высота террасы, как было указано выше, — 104—107.3 м.

Геологическое строение этой террасы можно наблюдать в оврагах, прорезывающих ее уступ к луговой террасе Днепра.

В отвесных стенках второго к западу от мельницы оврага обнажаются:

| | | |
|---|---|---|
| 1. Современная почва | 0.70 | м |
| 2. Светлопалевый пористый типичный лёсс | 5.00 | » |
| 3. Желтый глинистый мелковернистый песок | 5.50 | » |

Д. К. Биленко [1] объединяет эту террасу с палеовюрмской террасой Ворсклы, развитой у Кишеньки и между Кишенькой и хутором Селище, на основании того, что та и другая покрыты одним ярусом лёсса. С этим согласиться нельзя. Рассматриваемая четвертая терраса поднимается, как указано выше, над палеовюрмской террасой Ворсклы уступом 15 м высоты, а следовательно, она является более древней — рисской. Наличие на четвертой террасе только одного яруса лёсса не может служить неопровержимым доказательством палеовюрмского ее возраста. Четвертая рисская (переяславско-черкасская) терраса Среднего Днепра отличается непостоянством своего лёссового покрова. Между Орелью и Самарой она покрыта двумя горизонтами лёсса. Черкасский ее участок покрыт одним горизонтом лёсса. В районе Переяслав — Хоцки, по исследованиям В. Н. Чирвинского [17], она покрыта то двумя горизонтами лёсса, то одним, а местами совсем лишена лёссового покрова.

Примыкающая к четвертой террасе с запада пятая терраса Днепра была установлена и картирована Д. К. Биленко [1]. О ней упоминает и В. В. Резниченко [13].

Южной границей пятой террасы является крутой, до 30 м высоты, уступ к боровой террасе Днепра, тянущийся через Бригадировку и севернее Солошино к северо-западной окраине Переволочной. Д. К. Биленко проводит границу этой террасы между Солошино и Переволочной на 1—3 км севернее и показывает на приложенной к работе карте, к югу от нее, трехлёссовую «безморенную» террасу Днепра, образование которой относит ко времени днепровского оледенения, т. е. считает ее рисской.

Осмотренные мною обнажения в овраге Россоховатом, прорезывающем юго-восточную часть террасы, которую считает трехлёссовой Д. К. Биленко, показывают, что она не является рисской террасой Днепра, а старше ее. В обнажениях в овраге везде выступает морена. В одном из боковых оврагов, впадающих в главный, обнажаются:

| | | |
|---|---|---|
| 1. Современная почва | 0.80 | м |
| 2. Светлопалевый пористый лёсс | 6.00 | » |
| 3. Темносерый гумусовый суглинок | 1.20 | » |
| 4. Светлопалевый песчанистый суглинок, внизу с мелкими валунчиками | 1.50 | » |
| 5. Красно-бурый суглинок с валунами кристаллических пород, иногда крупными — 10—20 см в диаметре | 2.00 | » |
| 6. Светлосероватый с охристыми пятнами суглинок с мелкими валунчиками | 3.00 | » |

Присутствие на террасе морены, притом залегающей высоко, определенно указывает на более древний возраст террасы, чем рисский, так как на рисской террасе Днепра морена обычно отсутствует, а если и встречается, то залегает в основании террасовых отложений. Так как для пятой террасы Днепра как раз характерно присутствие высоко залегающей морены, то, очевидно, террасу между Солошино и Переволочной, выделяемую Д. К. Биленко как трехлёссовую, следует считать частью пятой яготинской террасы Днепра. Таким образом, южной границей пятой террасы между Солошино и Переволочной является уступ к боровой террасе Днепра.

## ЛИТЕРАТУРА


1. Біленко Д. К. Геоморфологія та четвертинні поклади лівобережжя Дніпра на дільниці Кременчук—Кобеляки. Наук. зап. Харк. держ. унів., Геоморфол. збірник, № 1, 1935.
2. Гуров А. В. Геологическое описание Полтавской губернии. Харьков, 1888.
3. Дмитриев Н. И. Геоморфологическое расчленение Украины. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 66, вып. 1, 1934.
4. Дмітріев М. І. Про тераси середнього Дніпра. Наук зап. Харк. держ. унів., № 6—7, 1936.
5. Дмитриев М. И. О количестве и возрасте террас Среднего Днепра. Землеведение, вып. 1, 1937.
6. Дмітріев М. І. Тераси правобережжя Псла між Балакліею і Прусівкою. Наук зап. Харк. держ. пед. інст., т. IV, 1940.
7. Крокос В. И. К вопросу о номенклатуре четвертичных отложений Украины. Докл. АН СССР, т. II, № 8, 1934.
8. Леваковский И. Исследование осадков меловой и следующей за нею формации на пространстве между Днепром и Волгой. Тр. Об-ва испыт. прир. при Харьк. унив., 1872.
9. Личкова Е. Каталог буровых скважин Украины, вып. 1, 1927.
10. Набоких А. И. Факты и предположения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России. Матер. по иссл. почв и грунтов Херс. губ., вып. 6, 1915.
11. Назаренко Д. П. Нові дані про тераси басейну р. Дінця від Вовчанська до Ізюма. Наук. зап. Харк. держ. унів., кн. 8—9, 1937.
12. Піменова. Н. В. Полтавські піски Дніпровсько-Донецької мульди. Геол. журн., т. VI, вип. 4, 1940.
13. Резниченко В. В. Левобережные террасы Днепра от Прохоровки до Кременчуга. Путеводитель экскурсий II Четвертично-геологической конференции, 1933.
14. Соболев Д. Н. Неогеновые террасы Украины. Зап. научно-иссл. ин-та геол. Харьк. гос. унив., т. VI, 1938.
15. Соболев Д. Н. К вопросу о стратиграфии третичных отложений УССР. Уч. зап. Харьк. держ. унив., № 16, 1939.
16. Ферхмин А. Г. Кобелякский уезд Полтавской губернии. Материалы к оценке земель Полтавской губернии, вып. VIII, 1891.
17. Чирвинский В. Н. К истории Днепровской долины. Вісн. Укр. район. геол.-роз. упр., вип. 16, 1931.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1948 № 12

Г. И. ПОПОВ

# ТАНАИССКИЕ СЛОИ ДРЕВНЕГО ДОНА

*(К стратиграфии континентального плиоцена Нижнего Дона и северо-восточного Приазовья)*

Проблематические новейшие континентальные отложения широко распространены в бассейне Нижнего Дона и в северо-восточном Приазовье. Среди них должны быть названы:

1) ергенинские пески, участвующие в строении Ергеней, Доно-Сальского и Сало-Манычского водораздела;

2) нагавские левантинские слои древнейшей террасы р. Дона (Верхне-Курмоярская — Жуковская);

3) древнеречные слои, слагающие наиболее высокую террасу нижнего течения р. Северного Донца (Базки — Авиловский) и западной оконечности водораздела рр. Дона и Сала (Несмеяновка, Шамин), известную ранее у устья р. Дона и в северном Приазовье (Хапровская терраса); оказывается также, что эти слои, называемые автором танаисскими, распространяются широкой полосой по левобережью р. Дона к берегу Азовского моря (Ейск — Азов) и выполняют здесь огромную погребенную долину древнего Дона;

4) скифские красно-бурые и другие глины, прослеженные автором от Ергеней и Доно-Донецких высот до р. Кубани и Азовского моря.

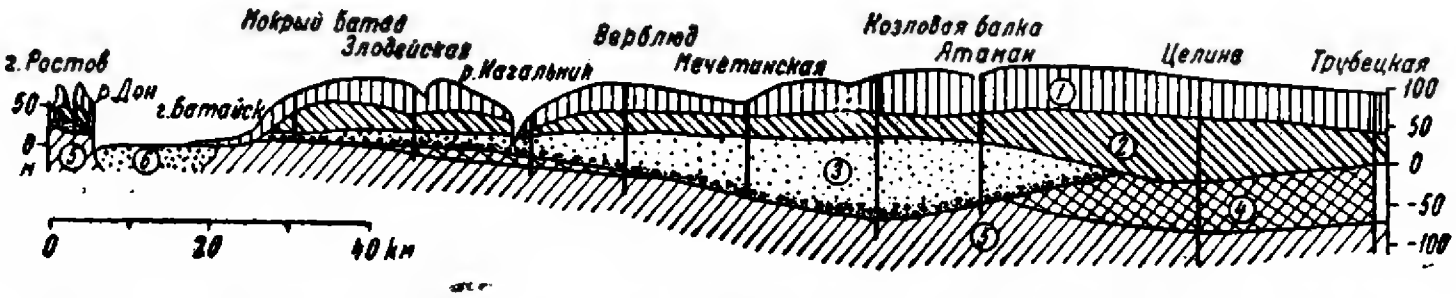
В статье приводятся новые данные по стратиграфии этих континентальных толщ, полученные в результате проведенных автором систематических исследований четвертичных и континентальных плиоценовых отложений Нижнего Дона и северо-восточного Приазовья (1938—1940 гг.). Танаисские слои древнего Дона, стоящие у самого рубежа третичного и четвертичного времени (верхний апшерон-бабель), представляют большой стратиграфический интерес, так как позволяют выяснить возрастные соотношения ряда проблематических континентальных отложений (скифские глины и их аналоги, хапровские и ергенинские пески, колкотовские слои Днестра, левантинские отложения Нижнего Дона и Молдавии и др.).

## ТАНАИССКИЕ СЛОИ ПРИАЗОВЬЯ

Пресноводные слои в Приазовье открыты Н. А. Соколовым [33, 34] и прослежены им между г. Азовом и г. Ейском в основании левого склона долины р. Дона и по берегу Азовского моря, а также по р. Кагальнику (у Ново-Николаевки) и по р. Ее (у Царядара). Распространение и характер этих слоев, представленных главным образом песками, содержащими исключительно пресноводную фауну, как казалось ту же, что и палюдиновые пески г. Таганрога, позволили Н. А. Соколову рассматривать их как одновременные образования. В дальнейшем В. В. Бога

чев [6, 7], И. И. Хоменко [36], В. Д. Ласкарев [21], К. И. Лисицын [22], В. Г. Бондарчук [8] и В. А. Хохловкина [37] также не различают палюдиновые слои юго-восточного побережья и древнеевксинские слои северного берега Азовского моря. Пресноводная фауна, условия залегания, распространение этих слоев и покрывающие их отложения оставались малоизвестными.

Теперь можно считать установленным, что пресноводные слои, обнажающиеся в устье р. Дона и по берегу Азовского моря (гг. Азов — Ейск), выполняют широкую (120—150 км) погребенную долину древнего Дона (фиг. 1). Эти слои, названные нами танаисскими, вскрыты артезианскими скважинами по железнодорожным линиям гг. Ростов — Сальск и




**Фиг. 1. Геологический разрез по железнодорожной линии Ростов — Сальск.**

*1* — лёссовидные суглинки; *2* — скифские глины; *3* — танаисские слои; *4* — понтические отложения; *5* — сарматские отложения; *6* — аллювий плейстоценового Дона.

г. Ростов — ст. Кущевская (станицы Злодейская, Кагальник, Верблюд, Мечетинская, Козловая Балка, Атаман, Степная, Кущевская и др.). Они погребены под мощной толщей лёссовидных суглинков (до 50—60 м) и скифских глин (30—50 м). По этим скважинам танаисские слои подразделяются на следующие горизонты:

А. Верхние озерно-аллювиальные слои ($N_2^t$ lal). Серые желто-серые, реже бурые, глины. Прослои глинистых песков и супесей. Встречаются растительные остатки.

Б. Главная аллювиальная толща ($N_2^t$ al). Белые сероватые, реже желтоватые, мелкозернистые и среднезернистые пески с кварцевым и кремневым гравием. Встречаются известково-песчаные конкреции (станица Верблюд), стволы окаменелых деревьев (станица Атаман).

В. Гравелистые крупнозернистые пески основания аллювиальной толщи.

Общая мощность танаисских слоев, не превышающая 30—40 м на северном крыле долины (Кагальник, Злодейская, Мокрый Батай), увеличивается до 80—100 м в осевой части ее, где они опускаются на 70—80 м ниже ур. м.

Верхние горизонты танаисских слоев обнажаются в высоком (30—35 м) береговом обрыве Азовского моря, от станицы Шабельского до устья Дона и далее в основании левого склона донской долины до г. Азова. Здесь прослеживается следующая последовательность образований, слагающих приазовские водораздельные степи:

| | | |
|---|---|---|
| $Q_I$ | 1. Лёссовидные суглинки . . . . . | до 25 м |
| $N_2^s$ | 2. Пестроцветные (главным образом красновато-бурые и зеленовато-серые) скифские глины. Постепенно переходят в подстилающие их озерно-аллювиальные глины . . . | до 10 м |

$N_2^t$ lal 3. Желто-бурые, зеленовато-бурые и зеленовато-серые плотные однородные неслоистые глины. Содержат *Viviparus aethiops* Parr., *V. pyramidalis* Jan., *Unio procumbens* Fuchs., *U.* aff. *rumanus* Font., *U. kungurensis* Kob. и другие пресноводные формы (с. Семибалки, между г. Азовом и с. Кагальником). . . . . .

$N_2^t$ al 4. Белые и желтоватые мелкозернистые, вверху глинистые и с тонкими прослоями глин, ниже среднезернистые, диагонально-слоистые пески. Диагональная слоистость речного типа. Наклон слоистости (20—30°) косослоистых серий направлен преимущественно на юго-запад, соответственно основному направлению речного потока. Обычны фигурные известково-песчаные конкреции. Более низкие горизонты аллювиальной толщи обнажаются только ближе к устью р. Дона (г. Азов, между г. Азовом и с. Кагальником, сс. Стефанидин Дар, Семибалки). Здесь с ними связаны прослои и линзы ржаво-желтых крупнозернистых песков с кварцевым и кремневым гравием и обильной и разнообразной пресноводной фауной (табл. 1, см. стр. 60). В них же встречаются обломки понтического и сарматского известняков, очевидно, принесенные древним Доном с правого склона долины. Видимая мощность аллювиальных слоев, считая от уровня моря, достигает . . . . . 15—16 м

Верхние озерно-аллювиальные глины содержат характерные пресноводные бабельские формы. В отличие от слоев Бабеля, они совершенно лишены каспийских элементов, что объясняется иной фацией этих отложений. Это отложения пойменных озер, болот и разливов обширной низменной аллювиальной равнины, сформировавшейся в предшествующие фазы эрозионно-аккумулятивного цикла. Своеобразные крупные толстостенные вивипарусы, теперь живущие в озерах Южной Европы, свидетельствуют о значительно более теплом климате, чем современный. Танаисские озерно-аллювиальные глины тесно связаны с покрывающими их скифскими глинами.

Главная аллювиальная толща характеризуется здесь и по р. Салу пресноводным фаунистическим комплексом, свойственным, как будет показано ниже, наиболее высокой верхнеплиоценовой (левантинской) зоне.

Автор при бурении в г. Ейске обнаружил в нижних гравелисто-песчаных танаисских слоях очень интересную фауну, которая, помимо левантинских и других пресноводных форм, содержит *Apscheronia propinqua* Eichw., что впервые устанавливает присутствие апшеронских отложений в Черноморском бассейне. Сообщение об этом опубликовал В. В. Богачев [7] по материалам автора.

В высоких (20—25 м) береговых обрывах юго-западнее г. Ейска обнажаются (фиг. 2):

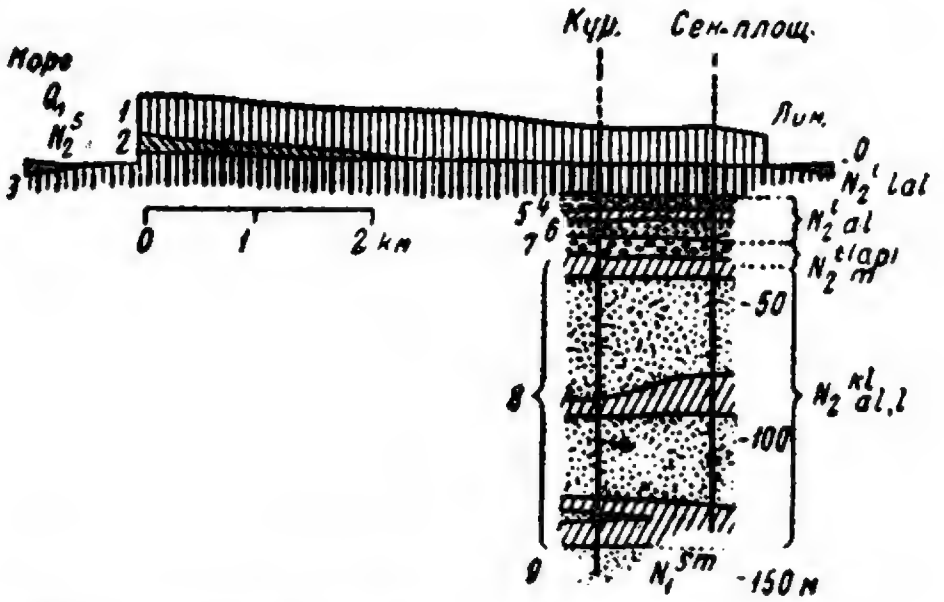
$Q_1$ 1. Лёссовидные суглинки . . . . . 14 м.

$N_2^s$ 2. Красновато-бурые скифские глины . 6 »

$N_2^t$ lal 3. Желтовато-бурые, ниже зеленоватые, иловато-песчанистые плотные однородные неслоистые глины. Видимая мощность, считая от уровня моря, составляет . . . . . около 4 »

В. Г. Бондарчук [8] не различает здесь скифских глин, что позволяет ему зеленоватые и бурые глины основания ейских обрывов принимать за каспийские (в смысле древнеевксинских) отложения. Продолжение

разреза дается по новой скважине Ейского курорта, где полная мощность этих глин ($N_2^t$ la1) составляет 15 м. Абсолютная отметка устья скважины +15 м.




Фиг. 2. Геологический разрез в районе г. Ейска.

*1*—$Q_I$—лёссовидные суглинки, *2* — $N_2^s$ —скифские глины; *3* —$N_2^t$ la1 — танаисские озерно-аллювиальные слои; *4*, *5*, *6* — $N_2^t$ al — танаисские слои (главная аллювиальная толща); *7* — $N^{t\,ap}_{2\,m}$—нижнетанаисский горизонт (верхний апшерон); *8* — N kl (?) al, l— куяльницкие (?) слои; *9*— $N_1^{sm}$—отложения среднего сармата.

| | | |
|---|---|---|
| $N_2^t$ al | 4. Песок желтый мелкозернистый . . . . . | 4.6 м |
| | 5. Глина желто-серая песчанистая . . . . . | 2.6 » |
| | 6. Песок желтый среднезернистый с кварцевым и кремневым гравием и прослоем (0.3 м) серого известковистого песчаника . . . . . | 4.6 » |
| $N_2^t$ m$^{(ap)}$ | 7. Песок желто-серый разнозернистый, главным образом среднезернистый, в основании крупнозернистый, с большим содержанием гравия молочного и прозрачного кварца, бурого и черного кремня и пресноводными *Unio sturi* M. Hörn., *U. maximus* Pen., non Fuchs., *Viviparus apscheronicus* nov. gen., *V.* aff. *depereti* Pavl., *V. kagarliticus* Zung., *V. viviparus* Müll., *Dreissensia polymorpha* Pall., pl. var., etc., наряду с которыми в наших сборах присутствует *Apscheronia propinqua* Eichw. Встречаются обломки костей млекопитающих. В списках фауны данного горизонта из старых скважин г. Ейска в литературе указываются только пресноводные формы, аналогичные современным [20, 31] . . . | 12.2 » |

Ниже, очевидно, имел место перерыв и размыв подстилающих немых песчано-глинистых отложений, условно отнесенных нами к куяльницкому ярусу.

| | | |
|---|---|---|
| $N_2^{kl}$ (?) al,l | 8. Пески светлобурые и светлосерые мелкозернистые, реже среднезернистые. Мощные (5—12 м) прослои серых песчанистых глин с растительными остатками. Обломки окаменевшей древесины. Прослой (0.6 м) вулканического пепла на глубине 139 м (20) . . . . . | 108.7 м |
| $N_1^{sm}$ | 9. Желтовато-серые светлые пески с *Cardium obsoletum* Eichw. и *Tapes* sp., относимые к среднему сармату | |

Нижние танаисские гравелисто-песчаные слои должны быть отнесены к верхнему апшерону, а вероятным пресноводным эквивалентом их, судя по фауне левантинских унионид, является самая верхняя зона славонских верхнепалюдиновых слоев.

Таким образом, приазовские разрезы танаисских слоев устанавливают их верхнеплиоценовый возраст. Послеапшеронский возраст скифских глин устанавливается здесь с полной определенностью.

Танаисские пески погребенной долины обнажаются также и по р. Кагальнику, от хутора Кагальника до устья реки. Содержат пресноводную фауну (сс. Павловка, Высочино) — ту же, что в главной танаисской толще по побережью Азовского моря (табл. 1). Повидимому, эти же пески обнажаются под скифскими глинами в высокой Приманычской степи по Б. Хомутцу, рр. Юле и Среднему Егорлыку.

Танаисская долина в начальную фазу своего существования служила совместно с долиной Маныча проливом, по которому в верхнем апшероне осуществлялась кратковременная связь Черноморского и Каспийского бассейнов. Верхнеапшеронская фауна найдена нами в танаисских слоях г. Ейска, а ранее была обнаружена А. П. Колесником [19] при бурении на Западном Маныче у оз. Чудило. Преобладание пресноводных элементов в ейской фауне говорит о близости устья большой реки. В районе разъезд Кавалерский — станица Старо-Минская, южнее г. Ейска, Танаисская долина широко открывается в Кубано-Азовскую впадину. Она размыта в понтических и сарматских отложениях, образующих широкий Азово-Манычский прогиб между гг. Сальском и Ростовом.

## ТАНАИССКАЯ ТЕРРАСА ПО р. САЛУ

Доно-Сальский водораздел сложен ергенинскими песками, крайние западные мощные (30 м) выходы которых обнаружены у хутора Свет (г. Гром). Немного ниже по р. Салу, у с. Несмеяновки, к ергенинским пескам прислонена танаисская терраса древнего Дона. Здесь в 1.5—2 км выше с. Несмеяновки, в крутом правом склоне долины, обнажаются:

| | | |
|---|---|---|
| $Q_1$ | 1. Бурые тонкослоистые суглинки . . . . . | около 9 м |
| $N_2^s$ | 2. Глины красновато-бурые, ниже зеленовато- и серовато-бурые, слабо песчанистые неслоистые . . . . . | 12.5 » |
| $N_2^t$ al | 3. Темная зеленовато-серая глина с *Viviparus* sp. и ядрами крупных *Unio* sp. . . . . | 2 » |
| | 4. Пески светлозеленые мелкозернистые слабо глинистые. Прослои и линзы серо-зеленой глины и ржаво-желтых песков. Содержат сцементированные гипсом скопления обильной и разнообразной, часто прекрасно сохранившейся, пресноводной фауны, описанной В. В. Богачевым [1,5] . . . . . | 2 |
| | 5. Светлобурые, ниже почти белые, мелкозернистые косослоистые пески. Содержат известково-песчаные конкреции в виде рогулек и проч. . . . . | 3 » |
| $N_1^{sm}$ | 6. Темносерые тонкослоистые глины, выходящие почти на уровне р. Сала. | |

Общий облик фауны несмеяновских слоев (табл. 1), присутствие таких форм, как *Unio sturi* M. Hörn., *U. maximus* Pen. non Fuchs., *U. pseudosturi* Halav., равно как и стратиграфическое положение этих слоев, позволяют приравнять их к нижнему горизонту танаисских слоев г. Ейска (верхний апшерон).

*Таблица 1*

**Пресноводная фауна танаисских слоев (*Viviparus* и *Unio*)**

| № по пор. | Горизонты / Местонахождение | Нижние гравелисто-песчаные слои: г. Ейск | Нижние гравелисто-песчаные слои: с. Несмеяновка | Главная аллювиальная толща: по р. Салу | Главная аллювиальная толща: левый склон долины р. Дона | Главная аллювиальная толща: побережье Азовского моря | Главная аллювиальная толща: бассейн р. Кагальника | Верхние озерно-аллювиальные слои (с. Семибалки) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | **I. Характерные верхнеплиоценовые виды** | | | | | | | |
| 1. | *Unio sturi* M. Hörn . . . . . | + | + | — | — | — | — | — |
| 2. | » *pseudo-sturi* Halav. . . . | — | + | — | — | aff. | — | — |
| 3. | » *maximus* Pen. non Fuchs. . | + | + | — | — | — | — | — |
| 4. | *Viviparus altus* Neum. . . . . | — | — | + | — | — | — | — |
| 5. | » aff. *bōckhi* Halav. . . . . | — | — | + | — | — | — | — |
| 6. | » aff. *artesicus* Halav. . . . | — | — | — | + | — | — | — |
| | **II. Формы из отложений, стоящих на рубеже плиоцена и плейстоцена, известные отчасти по более древним отложениям, но не указываемые в типичных плейстоценовых слоях** | | | | | | | |
| 7. | *Viviparus murgescui* Cob. . . . | — | — | + | — | — | — | — |
| 8. | » *geticus* Pavl. . . . . | — | — | + | — | — | — | — |
| 9. | » *kagarliticus Lung et* Var. | + | — | + | + | + | + | — |
| 10. | » *tiraspolitanus* Pavl. form. typ. et var. *subscrasus* Lung. | — | — | + | + | + | + | — |
| 11. | » *depereti* Pavl. . . . . | aff. | — | — | + | + | — | — |
| 12. | » *dresseli* Tourn. . . . . | — | — | — | + | + | — | — |
| 13. | » *aethiops* Parr. . . . . | — | — | — | — | — | — | + |
| 14. | » *pyramidalis* Crist. et Jan. | — | — | — | — | — | — | + |
| 15. | *Unio* aff. *rumanus* Font. . . . | — | + | — | — | — | — | + |
| | **III. Формы, известные также из этих отложений, но имеющие более значительное вертикальное распространение** | | | | | | | |
| 16. | *Viviparus pavlovi* Lung. . . . . | — | — | + | — | — | — | — |
| 17. | » *mammatus* Sabba . . . . | — | — | + | + | + | — | — |
| 18. | » *sinzovi* Pavl. . . . . | — | — | + | + | — | — | — |
| 19. | » *diluvianus* Kunth. var. *gracilis* Neum. . . . . | — | — | — | + | + | + | — |
| 20. | » *viviparus* Müll. . . . . | + | — | + | + | + | — | — |
| 21. | *Unio batavus* Lam. . . . . | — | — | + | — | + | — | — |
| 22. | » *batavus hassiae* (Haas) Rossm. . . . . | — | — | + | — | — | — | — |
| 23. | » *kungurensis* Kob. . . . . | — | — | + | — | — | — | + |
| 24. | » ex gr. *pictorum* L. . . . . | + | + | — | — | — | — | + |
| | **IV. Новые виды** | | | | | | | |
| 25. | *Viviparus apscheronicus* nov. . . | + | — | — | + | — | — | — |
| 26. | *Unio chasaricus* Bogač . . . . . | — | + | — | — | aff. | — | — |
| 27. | » *kalmycorum* Bogač . . . | — | + | — | — | — | — | — |
| 28. | » *maslakovetzianus* Bogač. . | — | + | aff. | — | — | — | — |
| | **V. Помимо этого** | | | | | | | |
| 29. | *Viviparus achatinoides* Sabba non Desh. . . . . | — | — | aff. | + | + | + | — |
| 30. | » *suessi-pannonicus* Bogač non Neum . . . . . | — | + | + | — | — | — | — |
| 31. | » *neumayri-fuchsi* Bogač non Neum . . . . . | — | + | — | — | — | — | — |
| 32. | *Unio heckeli* Pen. . . . . | — | + | — | — | — | — | — |
| 33. | » *procumbens* Fuchs . . . . | — | — | — | — | — | — | + |

После работ В. В. Богачева несмеяновский разрез приобрел известность в литературе также и потому, что М. М. Жуков [18] основывался на нем при определении возраста ергенинских песков. М. М. Жуков пески $N_2^t$ a1 (слои четвертый — пятый нашего разреза) считает ергенинскими, а пресноводную фауну, описанную В. В. Богачевым, ошибочно относит к подстилающим их серым глинам. М. М. Жуков ссылается при этом на не вполне точное описание разреза в более старой работе В. В. Богачева [1] и в результате приходит к выводу о верхнеплиоценовом возрасте ергенинских песков, более древних, чем сыртовые глины, и более молодых или одновременных надрудным слоям (также апшерон). На самом же деле, как показано выше, несмеяновская фауна говорит о верхней, а не о нижней границе возраста ергенинских песков. Для этого, впрочем, более интересна фауна нагавская (см. ниже), указывающая более низкую границу.

Теперь понятна и другая ошибка М. М. Жукова, считавшего, что накопление ергенинской толщи началось в условиях замедленного стока.

Несмеяновская фауна характеризует нижнюю часть танаисской террасовой свиты. Ниже по Салу палеонтологически охарактеризованы более высокие ее горизонты. Вблизи устья Сала, у хутора Шамина, под толщей лёссовидных суглинков (30 м) и скифских глин (8 м), обнажаются:

| | | | |
|---|---|---|---|
| $N_2^t$ 1a1 | 1. Светлобурые и буровато-серые слабослоистые песчанистые глины с *Unio* sp. и *Viviparus* sp. Постепенно переходят в скифские глины | 3 | м |
| | 2. Серовато- и желтовато-белые мелкозернистые диагонально-слоистые пески. Прослои зеленовато-серой глины. Содержат пресноводную фауну (табл. 1) | 8 | » |
| | 3. Те же пески, но более грубозернистые и без фауны | 13 | » |
| | 4. Галечник, состоящий из кварцевой и кремневой гальки, гальки каменноугольных пород, понтического и сарматского известняков | до 1 | » |
| $N_1^{sm}$ | 5. Темносерые сланцеватые глины с валунами каменноугольных пород. Обнажаются от уровня р. Сала и до высоты | 1.5 | » |

Верхняя часть песков у хутора Шамина содержит пресноводную фауну (*Viviparus, Unio* etc.), характерную для главной танаисской аллювиальной толщи. Нижние песчано-галечниковые слои здесь палеонтологически не охарактеризованы. Выше по Салу танаисские слои обнаружены Г. Н. Родзянко при бурении вблизи с. Кутейниково. Представлены они песками с *Adelina voluta* (пресноводная форма апшеронского яруса). По данным Г. Н. Родзянко, эти слои выполняют погребенную долину, врезанную более чем на 30 м в ложе ергенинских песков.

П. А. Православлев [30] на Ергенях нашел, повидимому, в подобных же песках *Elephas* sp. (*meridionalis* aut *antiquus*?) и *Equus caballus* var. (aff. *mosbachensis* Reich.), а Ф. П. Пантелеев [28] в б. Шар-Булук наблюдал залегание песков, которые он считал ергенинскими на верхнеапшеронских слоях. Очевидно, среди песков, объединяемых под названием ергенинских, на Ергенях имеются и более молодые отложения притоков апшеронского Дона (р. Сала и др.), соответствующие танаисским слоям.

## ТАНАИССКАЯ (ХАПРОВСКАЯ) ТЕРРАСА ДОНА И СЕВЕРНОГО ДОНЦА

Древнеречные пески в устье Дона впервые выделены Н. А. Соколовым [32, 34]. Н. А. Соколов и затем В. В. Богачев в ряде работ [2, 4, 5 и др.], Л. В. Хмелевская [35] и В. Г. Бондарчук [8] приравнивали эти

пески к палюдиновым (древнеевксинским) слоям г. Таганрога. Г. Ф. Мирчинк [26] и В. И. Громов [14], а затем В. А. Хохловкина [37] различают хапровскую и древнеевксинскую террасы и выясняют геоморфологические условия распространения хапровских песков между гг. Ростовом и Таганрогом. Хапровская фауна млекопитающих изучена В. И. Громовым [12—16]. Хапровская терраса протягивается по правому склону долины р. Дона (ст. Аксай — ст. Семерниково, район ст. Хапры) и северному побережью Азовского моря (с. Морской Чулек — с. Приморское, район г. Таганрога). Эта же терраса обнаружена нами выше по р. Дону (хутор Крымский) и по нижнему течению р. Северного Донца (хутора Базки—Авиловский).

Хапровская терраса рр. Дона и Северного Донца на всем этом протяжении сохраняет полное постоянство состава и последовательности слагающих ее отложений, среди которых можно различить:

| | | |
|---|---|---|
| $Q_1$ | 1. Лёссовидные суглинки . . . . . | до 20 м |
| $N_2^s$ | 2. Скифские красно-бурые глины, иногда с линзовидными прослоями зеленовато-бурых глин . . . . . | до 15 » |
| | 3. Зеленовато-серые (бурые) скифские глины. Опесчаниваются к основанию слоя, где постепенно появляется тонкая слоистость и ржаво-бурые разводы . . . . . | 1—2 » |
| $N_2^t$ lal | 4. Бурые и зеленовато-серые тонкослоистые, иногда неслоистые, песчанистые глины и супеси . . . . . | 1.5—3 » |
| $N_2^t$ al | 5. Белые и светлосерые мелкозернистые, ниже средезернистые с линзами крупнозернистых, диагонально-слоистые пески нормального речного типа . . . . . | 5—10 » |
| | 6. Гравий и мелкий галечник третичных, меловых и каменноугольных пород с костями млекопитающих хапровской фауны, изученной В. И. Громовым (карьеры ст. Хапры, хутора Мержанова, ст. Морской и б. Валовой). | |

Высота хапровской террасы (относительная) составляет 40—50 м. Цоколь террасы по р. Северному Донцу (харьковские песчаники и киевские мергели) находится на высоте 35—40 м над ур. м. Ниже по р. Северному Донцу и по северному берегу Азовского моря, т. е. по течению древней реки, поверхность размыва коренных пород (сармат, отчасти мэотис и даже понт) постепенно опускается до 15—20 м над ур. м. У ст. Морской хапровские пески с галечником в основании залегают на сильно размытых куяльницких (?) озерных глинах с *Viviparus* cf. *barboti* Sinz. и др., описанными В. В. Богачевым [2 и др.]. Танаисские (хапровские) пески в г. Таганроге по направлению к югу быстро погружаются, с увеличением мощности до 25—30 м, выполняя погребенную долину Миуса до глубины около 15 м ниже ур. м.

Хапровская терраса рассматривается нами как правый борт погребенной долины верхнеплиоценового Дона, отпрепарированный в виде террасы плейстоценовой эрозией (правый берег р. Дона) и отчасти последующей абразией (северный берег Азовского моря). Выходы террасовых песков у хутора Первомайского, против г. Ростова, и обнаружение их скважиной у разъезда Мокрый Батай, где они на высоте 20—25 м над ур. м. налегают на мэотические известняки, связывают хапровские пески и постепенно погружающиеся к югу танаисские слои, разделенные широкой долиной р. Дона (фиг. 1). Одна из руководящих хапровских форм — *Elephas meridionalis* Nesti — найдена Н. М. Шерстюковым [38,39] на берегу Азовского моря, в 2 км к юго-западу от с. Порта-Катона

у с. Глафировки и г. Ейска. Очевидно, эти находки относятся к верхним горизонтам танаисской свиты, обнажающимся здесь в береговых обрывах. Озерно-аллювиальные глины (литологически очень характерный горизонт), постепенно переходящие в скифские глины, венчают как хапровскую террасовую свиту, так и собственно танаисские слои погребенной долины р. Дона.

Танаисские слои (главная аллювиальная толща), как увидим ниже, могут сопоставляться с наиболее высоким горизонтом верхнепалюдиновых слоев (горизонт с *Viviparus böckhi*) и относятся к верхнему апшерону (нижний гравелисто-песчаный горизонт). Хапровская фауна может рассматриваться как верхнеапшеронская.

Стратиграфическое значение хапровской фауны было выяснено В. И. Громовым [12—16]. Руководящие ее формы: *Elephas meridionalis* Nesti, *Elephas* cf. *planifrons* Falc., *Mastodon arvernensis* Cr. et Job. [16], а также *Equus stenonis* Cochi [37]. По В. И. Громову, хапровская фауна верхнеплиоценовая (куяльницкая?) или, во всяком случае, доминдельская стоит на грани с плиоценом, а возможно, еще и полностью принадлежит к плиоцену [12, 13, 15]. Она наиболее близка к фауне слоев долины р. Арно близ г. Флоренции в Италии, занимающей аналогичное стратиграфическое положение. Хапровские пески могут быть приравнены к «верхнекуяльницким» слоям В. Д. Ласкарева, которые А. П. Павлов [27] относит уже к эпохе тираспольского гравия. Весьма вероятно, что хапровские пески близки по возрасту (несколько древнее) к выделенным Л. Лунгерсгаузеном [23, 24] из тираспольского гравия колкотовским слоям с *Elephas meridionalis* и *Equus stenonis*.

Аналогичные соотношения, как увидим ниже, существуют между пресноводными элементами танаисской и колкотовской террасовых свит.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ПРЕСНОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Стратиграфическое положение танаисских слоев во многом определяется их пресноводными фаунами, принадлежащими:

1) нижним гравелисто-песчаным слоям: а) по р. Салу (с. Несмеяновка), б) в Приазовье (г. Ейск);

2) главной аллювиальной толще: а) по р. Дону (гг. Азов — Кагальник), б) по р. Салу (хутор Шамин), в) по р. Кагальнику (сс. Павловка и Высочино), г) по берегу Азовского моря (сс. Семибалки, Стефанидин Дар), д) верхнему озерно-аллювиальному горизонту (с. Семибалки).

Руководящее значение в этих фаунах принадлежит вивипарусам и унионидам (табл. 1).

Нижние (гравелисто-песчаные) танаисские слои г. Ейска, наряду с верхнеплиоценовыми унионидами (*Unio sturi* M. Hörn, *U. maximus* Pen. non Fuchs) и вивипарусами (*V. kagarliticus* Lung., *V.* aff. *depereti* Pavl.), содержат *Apscheronia propinqua* Eichw., что определяет верхнеапшеронский возраст этих отложений. Эти же левантинские униониды характерны и для несмеяновских слоев, занимающих в танаисской террасовой свите наиболее низкое положение, и, очевидно, также верхнеапшеронского возраста. В. В. Богачев показал распространение *Unio sturi* в апшероне восточного Предкавказья (вместе с *Unio maximus* Pen. non Fuchs) и Куринской низменности [3, 6, 7]. При этом фауна унионид в верхней части апшеронского яруса имеет совершенно европейский, а не левантинский характер [6]. В несмеяновских слоях половина унионид принадлежит к европейскому типу.

Пресноводным эквивалентом нижних танаисских слоев являются наиболее высокие зоны верхнепалюдиновых слоев. В Славонии *Unio sturi* характерен для самого верхнего горизонта палюдиновых слоев (зона с *Viviparus vucotinovići*), а в Венгрии (Альфельд) встречен вместе с *Unio pseudo-sturi* даже в горизонте с *Viviparus böckhi*, т. е. в наиболее высокой левантинской зоне [9]. Отдельно стоят *V. Neumayri-fuchsi*, *V. Suessi-pannonica*, характерные для нижнепалюдиновых слоев. Однако сам В. В. Богачев [5] и особенно А. П. Павлов [27] отмечали отличия этих несмеяновских палюдин от нижнепалюдиновых форм, и, очевидно, они должны быть выделены в особые виды.

Повидимому, сюда же относится верхняя часть «надрудных слоев» г. Краснодара, где уже давно обнаружен *Unio sturi* [40].

Главная аллювиальная толща по рр. Салу, Дону, Кагальнику и побережью Азовского моря характеризуется одним и тем же фаунистическим комплексом (табл. 1). Немногочисленные верхнеапшеронские вивипарусы г. Ейска, в том числе и очень оригинальный *Viviparus apscheronicus* nov., найдены и в этих слоях. Однако левантинские элементы несмеяновской и ейской фаун уже почти совершенно отсутствуют в этих слоях.

Наиболее вероятные пресноводные эквиваленты этой части танаисских слоев:

а) Самые верхние горизонты плиоцена Альфельда (Венгрия), которые Галавач ставит выше наиболее высокого горизонта славонских палюдиновых слоев (зона с *Viviparus vucotinovići*), выделяя еще более высокий горизонт с *Viviparus böckhi* [9]. Танаисские слои содержат *V.* aff. *böckhi* Halav., *V.* aff. *artesicus* Halav., *U. pseudo-sturi* Halav., т. е. формы, очень близкие к руководящим формам слоев Альфельда.

б) Шеклерские слои Семиградья с *Viviparus altus* и *Viviparus grandis*, выделенные Лерентеем [25]. Шеклерские элементы фауны в танаисских слоях представлены слабо (*Viviparus altus* Neum.).

в) Колкотовские слои древнейшей террасы р. Днестра, описанной Л. Лунгерсгаузеном [23, 24]. Общие виды представлены *Viviparus tiraspolitanus* Pavl., *V. kagarliticus* Lung., *V. geticus* Pavl., *V. depereti* Pavl., *V. pavlowi* Lung., *Unio kungurensis* Rossm. и другими унионидами европейского типа. *V. tiraspolitanus* Pavl. так же широко и разнообразно представлен, как и в колкотовских слоях, где он принадлежит к числу наиболее характерных форм. Однако руководящие формы слоев Альфельда (*V. böckhi* и *V. artesicus*) отсутствуют в колкотовских слоях, хотя и имеются довольно близкие к ним вивипарусы, представляющие как бы дальнейшее развитие этого типа (*V. pseudo-artesicus* Lung.). Наоборот, в танаисской фауне (главная толща) отсутствуют некоторые виды, сближающие колкотовскую фауну с бабельской. Так, шеклерский элемент слабо представлен в танаисских слоях (только *V. altus* N.), а вивипарусы родосского типа (древнейший плейстоцен) и вовсе отсутствуют в этих слоях.

Очень интересно нахождение в танаисских солях (главная толща) *Viviparus diluvianus* Kunth. var. *gracilis* N., совершенно не отличимых от представителей этого вида из Потсдама (непосредственное сравнение). Таким образом, *V. diluvianus* не может служить руководящей миндельрисской формой, как это принимается большинством геологов.

Верхний (озерно-аллювиальный) горизонт параллелизуется нами со слоями Бабеля, так как содержит характерные пресноводные бабельские формы (*V. aethiops* Parr., *V. pyramidalis* Jan., *U.* aff. *rumanus* Font., *U. procumbens* Fuchs), хотя и совершенно лишен каспийских элементов

(иная фация отложений). Отсутствуют также и палюдины шеклерско-родосского типа, что характерно, впрочем (кроме *V. altus* N.), и для главной танаисской свиты. Стратиграфическое положение слоев Бабеля неясно. А. П. Павлов приравнивал их к шеклерским слоям, а Л. Лунгерсгаузен считает их точным эквивалентом колкотовских слоев.

Скифские глины Нижнего Дона и северо-восточного Приазовья прослежены нами от Ергеней и правобережных донских высот до р. Кубани и Азовского моря и должны приравниваться к красно-бурым глинам Украины и Крыма, Воронежско-Тамбовской низменности и к так называемой армавирской свите. Послеапшеронский возраст скифских глин устанавливается здесь с полной определенностью (г. Ейск). Скифские глины покрывают танаисские слои хапровской террасы и погребенной долины древнего Дона. При этом озерно-аллювиальные слои с *Viviparus aethiops* представляют переходную серию осадков, тесно связывающую скифские глины и танаисскую террасовую свиту. В то же время скифские глины покрывают нагавские левантинские слои по отчетливо выраженной поверхности размыва, т. е. отделены от них перерывом, а на плато им предшествовал длительный период денудации понтических известняков и образования древней коры выветривания (элювиальной зоны). Лёссовидные суглинки нижнего Дона и северо-восточного Приазовья расчленяются на те же ярусы, что и лёссы Украины. Мы выделяем здесь по региональным стратиграфическим, погребенным почвам (свыше 120 обнажений) миндельский, рисский ($R_I$ и $R_{II}$) и вюрмский ($W_I$ и $W_{II}$) ярусы лёссовидных суглинков, возраст которых определяется также и по их соотношениям с морскими террасовыми отложениями (древнеевксинские, карангатские и новоевксинские слои). Таким образом, скифские глины занимают определенное стратиграфическое положение на рубеже плиоценового и плейстоценового времени и, вероятно, соответствуют слоям Чауды.

Танаисские верхнеапшеронские слои, представляющие наиболее высокую палюдиновую зону, занимают значительно более высокое стратиграфическое положение, чем нагавские левантинские слои. Последние, судя по их фауне, описанной В. В. Богачевым [5], эквивалентны нижним зонам верхнепалюдиновых слоев [10] или даже верхней части среднепалюдиновых слоев [27], также верхним левантинским слоям Молдавии, среднему и отчасти верхнему горизонту левантинских отложений Румынии. Таким образом, нагавские слои должны быть отнесены к нижнему апшерону или, скорее, акчагылу. По нашим данным, эти слои слагают древнейшую (нагавскую) террасу р. Дона (станицы Верхне-Курмоярская — Жуковская), где залегают на размытых ергенинских песках. Нами подтверждается, что эти пески на Ергенях, у с. Кормового, залегают на понтических глинах с *Congeria novorossica* Sinz. [29]. Отсюда вывод, что ергенинские пески правильнее всего сопоставляются с балаханской (продуктивной) свитой.

Киммерийско-балаханское время было эпохой исключительно сильной регрессии Каспийского бассейна и энергичной эрозии речных систем при низком положении их базиса. Протодон в эту эпоху разработал грандиозную долину и заполнил ее мощными песчаными наносами (нижняя «акчагыльская» песчаная свита А. А. Дубянского, собственно ергенинские пески). Ближе к своему устью он отложил еще более мощные песчано-глинистые слои дельтового типа (продуктивная толща Апшеронского полуострова). Предакчагыльские опускания вызвали обособление Ергеней. Акчагыльская трансгрессия размыла эти древнеречные толщи в пределах Прикаспийской низменности. Началась перестройка

*Таблица 2*

Стратиграфическая таблица континентальных плиоценовых отложений северо-восточного Приазовья и Нижнего Дона

| Эпоха | Век | Северо-восточное Приазовье | | Нижний Дон | | Южная Украина и Молдавия | | Средне-Дунайск. бассейн |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Верхний плиоцен | Апшеронско-чаудинский | скифские глины | | | | красно-бурые глины | | горизонт с *Viviparus böckhi* |
| | | озерно-аллювиальные слои (бабель) | танаисские слои | озерно-аллювиальные слои | Танаисская (хапровская) терраса | колкотовские слои | | |
| | | главная аллювиальная толща | | хапровские пески | | нижнеколкотовский щебень | | верхнепалюдиновые слои |
| | | нижние гравелисто-песчаные слои (верхний апшерон) | | | | | | |
| | | Фаза мощного размыва долины Танаиса и притоков | | | | Перерыв | | |
| Средний плиоцен | Акчагыльско-куяльницкий | ейские озерно-аллювиальные слои | палюдиновые слои ст. Морской | нагавские левантинские слои | Нагавская терраса | верхне-левантинские слои | Новый кучурганский гравий | среднепалюдиновые слои |
| | | фава значительного размыва | | | | нижне-левантинские слои | | |
| | | | | | | Перерыв | | |
| | Киммерийско-балаханский | | | ергенинские пески | | Древний кучурганский гравий | | Нижнепалюдиновые слои |
| | | | | фава мощного размыва Протодона | | Перерыв | | |
| Нижн. плиоцен | Понтический | Понтический ярус | | | | Балтский ярус | | конгериевые слои |

гидрографической сети, и апшеронский Дон принадлежал уже к Черноморскому бассейну.

Стратиграфические соотношения континентальных плиоценовых отложений нижнего Дона и северо-восточного Приазовья, Днепровского и Дунайского бассейнов приводятся в табл. 2.

## ЛИТЕРАТУРА


1. Богачев В. В. Геологические наблюдения в бассейне р. Сал. Изв. Геол. ком., № 9, 1903.
2. Богачев В. В. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1907—1908 гг. Изв. Геол. ком., № 10, 1910.
3. Богачев В. В. К вопросу о делении плиоцена и постплиоцена каспийского типа. Ежегодн. по геол. и минер. России, т. XIII, вып. 3—4, 1910.
4. Богачев В. В. Краткий геологический очерк Ростовского округа. Матер. по ест.-истор. обслед. р.-на деят. Известия Дон.-Куб.-Тер. об-ва сельск. хоз., вып. 1, 1914.
5. Богачев В. В. Пресноводная фауна Евразии. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 135, 1924.
6. Богачев В. В. Пресноводные и наземные моллюски из верхнетретичных отложений бассейна р. Куры. Тр. Азерб. фил. АН, сер. геол., т. XIII, 1935.
7. Богачев В. В. и Евсеев В. П. Апшеронская фауна в бассейне Азовского моря. Докл. АН, нов. сер., т. XXV, № 9, 1939.
8. Бондарчук В. Г. Каспійські поклади північно-східнього узбережжя Озівського моря. Зб. пам. акад. П. А. Тутковьского, т. II, 1931.
9. Halavats J. Die geologischen Verhältnisse des Alföld zwischen Donau und Theiss. Mitth. d. jahrb. d. K. Ung. Geol. Anstalt, Bd. XI, 1897.
10. Григорович-Березовский Н. А. Левантинские отложения Бессарабии и Молдавии. Изв. Варшав. унив., 1915.
11. Грищенко М. Н. Неогеновые и четвертичные террасы бассейна Дона. Бюл. Моск. общ. испыт. природы, т. XVII, вып. 6, 1939.
12. Громов В. И. Изучение четвертичной фауны Северного Кавказа. Вестн. АН, вып. 4, 1933.
13. Громов В. И. Проблемы множественности оледенений в связи с изучением четвертичных млекопитающих. Пробл. сов. геол., № 7, 1933.
14. Громов В. И. Некоторые итоги полевых исследований в 1935 г. в районах Сухума, Пятигорска и Ростова. Тр. Сов. секц. Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. II, 1936.
15. Громов В. И. Итоги изучения четвертичных млекопитающих и человека на территории СССР. Матер. по четверт. периоду СССР, 1936.
16. Громов В. И. Новые данные о четвертичных и верхнетретичных млекопитающих Северного Кавказа. Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. 1, 1937.
17. Дубянский А. А. Геология и подземные воды северной части Воронежской области, вып. 1, 1939.
18. Жуков М. М. Четвертичные отложения Ергеней. Тр. Всес. научно-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 84, 1935.
19. Колесник А. П. Гидрогеологический очерк Манычской долины в районе Большого Лимана. Тр. научно-исслед. ин-та геол. при Сарат. гос. унив., вып. 2—3, 1938.
20. Конюшевский Л. К вопросу о генезисе, дебите и составе лечебной серно-минеральной воды в буровой скважине г. Ейска. Сб. «Ейский курорт», 1915.
21. Ласкарев В. Д. Обзор четвертичных отложений Новороссии. Зап. Об-ва сельск. хоз. Южн. России, т. 88—89, кн. 1, 1919.
22. Лисицын К. И. Геологические условия предполагаемой трассы канала в дельте р. Дона и у южного берега Таганрогского залива. Сб. «Водная магистраль Волга — Дон — Азовское море», вып. III, 1925.
23. Лунгерсгаузен Л. О стратиграфической самостоятельности отдельных лёссовых горизонтов украинской степи. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 66, вып. 6, 1934.
24. Лунгерсгаузен Л. Фауна днестровских террас. Геол. журн., т. V, вып. 4, 1938.
25. Lörenthey E. Neuere Daten über die geologischen Verhältnisse der Lignitbildung des Székler-Landes. 1895.
26. Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. Матер. по четверт. периоду СССР, 1936.

27. Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Матер. геол. отд. Об-ва любит. естеств., антропол. и этногр., вып. 5, 1925.
28. Пантелеев Ф. П. и Успенская Н. Ю. Шар-Булук и Белая Глина южных Ергеней. Тр. геол. служ. Грознефти, вып. 7, 1937.
29. Православлев П. А. Геологические исследования в области Южных Ергеней в 1929 г. Тр. Нефт. геол.-разв. инст., сер. «Б», вып. 5, 1932.
30. Православлев П. А. К вопросу об ергенинских песках. Уч. зап. Ленингр. унив., № 21, 1939.
31. Синцов И. Ф. О некоторых новых колодцах. Зап. Минерал. об-ва, т. 45, 1907.
32. Соколов Н. А. Миусский лиман и возникновение лиманов южной России. Зап. Минералог. об-ва, т. 40, 2-я сер., 1900.
33. Соколов Н. А. Геологические исследования части Донской области между Азовским морем и Владикавказской ж. д. Изв. Геол. ком., № 4, 1903.
34. Соколов Н. А. К истории причерноморских степей с конца третичного периода. Почвоведение, № 2 и № 3, 1904.
35. Хмелевская Л. В. К вопросу о возрасте и генезисе косослоистых песков окрестностей г. Ростова на Дону. Изв. Сев.-Кавк. гос. унив., т. II, 1927.
36. Хоменко И. И. Геологическая экскурсия по юго-восточному побережью Азовского моря. Сб. студ. биол. круж. при Новорос. унив., № 2, 1907.
37. Хохловкина В. А. Террасы Азовского побережья между г. Ростовом и г. Таганрогом. Тр. Инст. геол. наук АН, вып. 28, 1940.
38. Шерстюков Н. М. О новых находках ископаемых слонов в Приазовье. Бюлл. Сев.-Кав. бюро краевед., № 5—7, 1926.
39. Шерстюков Н. М. Палеонтологические находки млекопитающих третичного и послетретичного периода на Северном Кавказе с 1924 по 1927 г. Бюлл. Сев.-Кав. бюро краевед., № 1—6, 1927.
40. Яковлев С. А. Артезианские воды г. Краснодара. Тр. Совета по обсл. и изучен. Кубан. края, 1922.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1948 № 12

А. И. МОСКВИТИН

# ОБ ИСКОПАЕМЫХ СЛЕДАХ «ВЕЧНОЙ» МЕРЗЛОТЫ

Хотя представление о постоянной мерзлоте перигляциальной области и образующейся при этом за счет оттаивающих летом и оплывающих по склонам грунтов «псевдоморене» и возникло в сознании некоторых геологов [8] почти одновременно с оформлением научных представлений о ледниковой морене и деятельности континентальных льдов, широкую известность новый геологический агент — солифлюкция — приобрел только значительно позже, после того как наблюдения С. А. Яковлева [6], Д. А. Драницына [2], Андерсона [7],[1] Хёгбома [11], Саппера [15] и др. ознакомили нас с морфологией поверхности тундры, а Гексли [10], К. Грипп [9], Позер [14] и др. показали внутреннее строение структурных почв Арктики. Особо следует отметить в этом отношении значение наблюдений Леффингвэлла [13] над заполненными льдом трещинами —«ледяными клиньями» — в мерзлых грунтах Аляски.

Раньше в литературе по геологии встречалось объяснение следов мерзлоты, главным образом «ледяных клиньев», тектоническими явлениями (Шпиц, Зергель и др.). После опубликования наблюдений над солифлюкцией, наряду с правильным объяснением следов мерзлоты, появились и увлечения, когда геологи начинали видеть в ледниковой морене (в тех местах, где, по их представлениям, ее не должно было бы быть)— солифлюкционную псевдоморену. Как на пример подобного рода можно указать на некоторые работы К. К. Маркова [3], Кейльгака и Грамана [12].

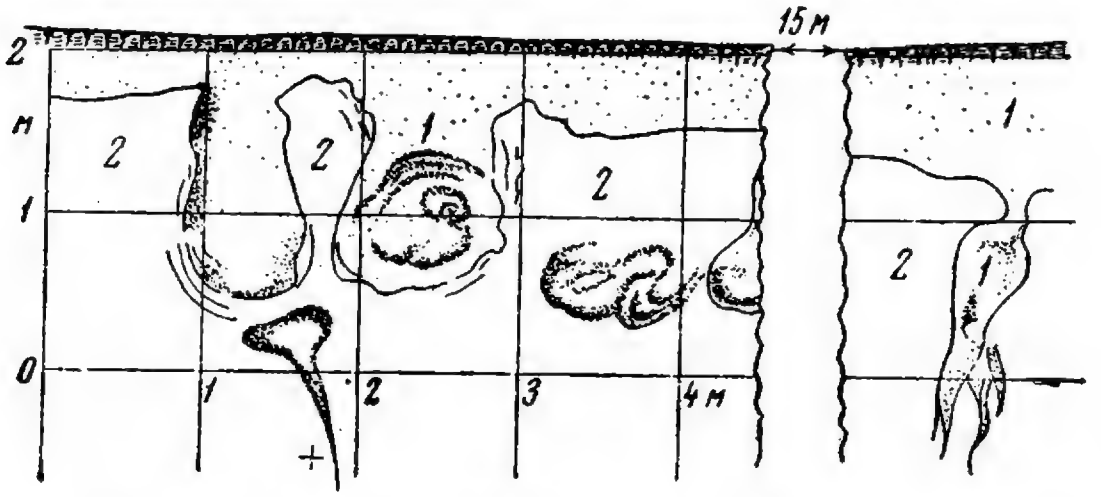
В настоящее время наблюдения над ископаемыми следами мерзлоты и солифлюкции входят в обиход наблюдений геолога. Их производят для стратиграфических сопоставлений и восстановления палеоклиматической обстановки. И действительно, наряду с погребенными почвами, «ледяные» клинья и «кипуны» по справедливости могут считаться надежными признаками минувшего климата. Чтобы заинтересовать широкие круги советских геологов этими любопытными памятниками природы, приведу несколько примеров каждого из четырех типов проявления мерзлоты в грунтах: «ледяных» клиньев, структурных почв, мерзлотного смятия слоев и солифлюкции.

«Л е д я н ы е» к л и н ь я. Развиваются из морозобойных трещин, возникающих на одном и том же месте и расширяемых замерзающей в них водой. В погребенное состояние переходят при замещении вытаивающего льда каким-либо вышеотложенным грунтом — песком или, чаще всего, лёссом. При отсутствии этого грунта иногда закрываются. В стенках

---

[1] В списке литературы упомянуты лишь важнейшие работы. Более полная библиография приведена в моей статье «О следах мерзлоты и т. д.»..., помещенной в журн. Мерзлотоведение, т. II, в. I, 1947 г.

«ледяных» клиньев обычно наблюдаются следы сильного давления, шедшего со стороны клина; слои вмещающей породы отогнуты вверх, смяты: по обе стороны клина в вышележащую породу внедрены вздутия —«уши». В современных тундрах трещины образуют крупные (диаметром до 50 м полигоны или прямоугольники с одной стороной, параллельной берегу реки или озера (А. И. Гусев [1]). По Леффингвэллу [13] и Мейнардусу, ледяные клинья достигают иногда 10 м глубины, при ширине вверху до 3 м. По С. В. Обручеву [5], возникшие при вытаивании их рвы достигают местами 10—18 м ширины при глубине в 3—5 м. Окаймляющие эти рвы вздутия боковых пород — валы поднимаются на 1—2 м над местностью и подпруживают озера прямоугольных очертаний размерами около 35 × 45 м. Получается своеобразный «тетрагональный» (по Гусеву), «ортогональный» или «шашечный» (по С. Обручеву) рельеф.




Фиг. 1. Мерзлотное (или солифлюкционное) смятие слоев древнего аллювия первой надпойменной террасы р. Мокши у с. Суморьево. Масштабная зарисовка автора.

*1* — подзолистая почва и песок светлосерый и желтый; реже— бурый, он же в выполнении клиньев и внутри включений в бурой грубопористой супеси (*2*) обнаруживает структуру перемешивания. Крестиком (+) обозначена не выполненная песком зияющая трещина в 2 см ширины, ниже — замкнувшаяся.

Ископаемые «ледяные» клинья имеют сравнительно небольшие размеры (обычно до 1.5—2 м глубины, при ширине вверху до 1—1.5 м), что Зергелем объясняется отсутствием стационарных климатических условий и, отчасти, наращиванием поверхности лёссовой пылью. Однако в благоприятных условиях — мощного глинистого субстрата (ленточные глины)— недалеко от края ледника и в ледниковое время развивались, повидимому, очень крупные клинья. В выполняющих Полоцкую котловину ленточных глинах я видел выполненные песком клинья до 5 м ширины при неизвестной глубине. Обычно размер клиньев много меньше. Выполненные лёссом клинья у пос. Нов. Пречистого Смоленской области [4] не превосходят 3 м глубины и 1—1.5 м ширины вверху; клиновидные трещины у г. Михайлова Рязанской области имеют всего до 0.4 м ширины при глубине в 0.5—2 м. По ряду других примеров можно убедиться в том, что с удалением от края оледенения размеры клиньев уменьшаются. Клинья, находящиеся в 200 км от края последнего оледенения (осташковского) близ пристани Песочной у г. Щербакова (бывш. Рыбинска), имеют ширину до 2 и глубину до 3 м. Примерно одновозрастные клинья в аллювии первой надпойменной террасы р. Мокши — в 600 км от края льдов — не превосходят 2 м глубины при ширине всего 0.3—0.4 м (фиг. 1).

Развитие ледяных клиньев происходит тогда, когда мерзлота и в летнее время почти не оттаивает с поверхности; поэтому ископаемые клинья

точно фиксируют момент максимума мерзлоты и континентальности климата ледниковых периодов. При смягчении климата и начале вытаивания мерзлоты земляные псевдоморфозы ледяных клиньев часто деформируются. В одних случаях (и, повидимому, чаще всего) это происходит от действия солифлюкции, в других — на ровных участках: от развития

Фиг. 2. Ямы от «котлов кипения» на зачищенной для эксплоатации поверхности нижнесенонских кварцевых песков в карьере у дер. Вестлевен (Westleven) (Вестфалия). По Штеуслофу (1941).

структурных почв или от складчатых сдвигов грунта, имеющих ту же морозную природу.

С т р у к т у р н ы е  п о ч в ы (ячеистые, полигональные почвы, каменные кольца, полигоны и многоугольники). В погребенном состоянии узнаются по своеобразной «чешуйчатой» или «взвихренной» структуре, выдающей былое движение грунта, сходное с конвекционными токами в жидкости. Немецкие авторы называют их, по предложению Гриппа [9], «кипящими» почвами. В сокращенном, может быть не столь благозвучном, переводе «кипящие грунты» [1] можно назвать кипунами. Для иллюстрации приводится несколько зарисовок и фотографий.

Довольно редкое, но чрезвычайно характерное явление представляют «котлы» в поверхности сенонских кварцевых песков Вестфалии, по Штеуслофу (Steusloff) (фиг. 2 и 3). Образование их автор относит к вюрмскому времени, когда местность уже была покрыта щебнем, принесенным предыдущим рисским оледенением с севера. До приближения этого оледенения, в описываемой Штеуслофом местности Вестфалии происходили подобные же явления, но кипуны образовывались без участия се-

[1] Как правильно замечено одним из исследователей, название «почва» здесь не подходит, так как почвообразования собственно здесь нет.

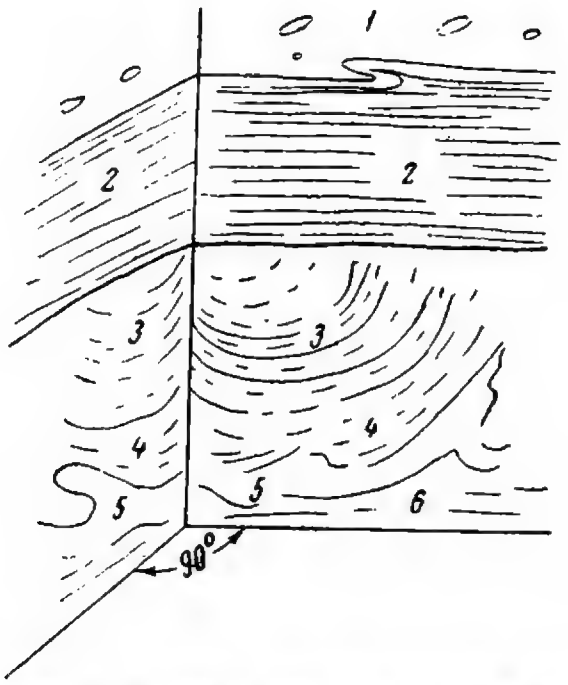
верных валунов из тех же нижнесенонских белых песков и древнего лёсса, полностью смытого с поверхности при приближении края оледенения. Механизм опускания тяжелых «подвесок» из смеси песка с лёссом в толщу сенона (до глубины 2—3 м) не вполне понятен (фиг. 4). Все же, повидимому, это явление не представляло, по сравнению с современными структурными почвами, ничего особенного. Котлы (фиг. 2 и 3), несомненно сходны с тундровыми «пятнами». Похожие на них образования наблюдались мною в Москве в толще суглинков «одинцовского» времени (фиг. 5).

Фиг. 3. Поперечный разрез одного из таких котлов, еще не освобожденный от четвертичного щебня и почвы (погребенной навеянным дюнным песком); тот же карьер, что и по фиг. 3. По Штеуслофу (1941)

Фиг. 4. Деталь разреза структурной почвы в карьере южнее пруда Фогельвенн (Vogelvenn—Teiches) в Вестфалии. Темные глинистые подвески, опустившиеся в глубь кварцевых меловых песков. По Штеуслофу (1941).

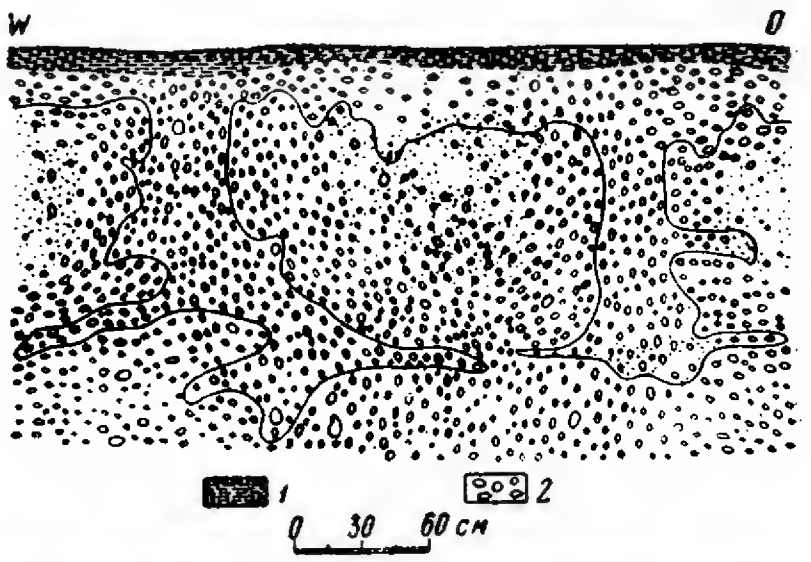
В более грубозернистых грунтах — галечниках р. Лана у Гиссена «очаги кипения», по Крекелеру (фиг. 6), могли возникнуть только в присутствии бокситовой гальки, облегчавшей движение.

Пиленц отмечает, что при образовании кипунов, кроме интенсивного перемешивания верхних горизонтов грунта, происходит сильное насыщение их известью; выпоты извести наблюдаются и в современной тундре.




Фиг. 5. Разрез одного из «котлов кипения» в углу отвесных стенок северного котлована переходного через железнодорожную выемку шоссейного моста у Верхних Котлов (Москва).

*1*— $Q^{м}_{II}gl$—верхняя морена; *2*—$Q^{м}_{II}fg$ — горизонтально-слоистые флювиогляциальные супеси; *3* и *4*— коричневато-бурые суглинки с мятой крупичатой отдельностью; *5* — подзол в виде растянутого прерывистого горизонта, отжатого из-под дна «котла» в стороны; *6* — суглинки иллювиального горизонта почвы, как слои *3* и *4*. Мощность слоев в котле — около 1 м, диаметр котла — около 2 м.




Фиг. 6. «Очаги кипения» в галечниках р. Лан у Гиссена, по Крекелеру (1929). Расстояние между «стенками» очага (с поставленной на ребро галькой) — около 1.2 м, глубина котлов — 1.5 м.

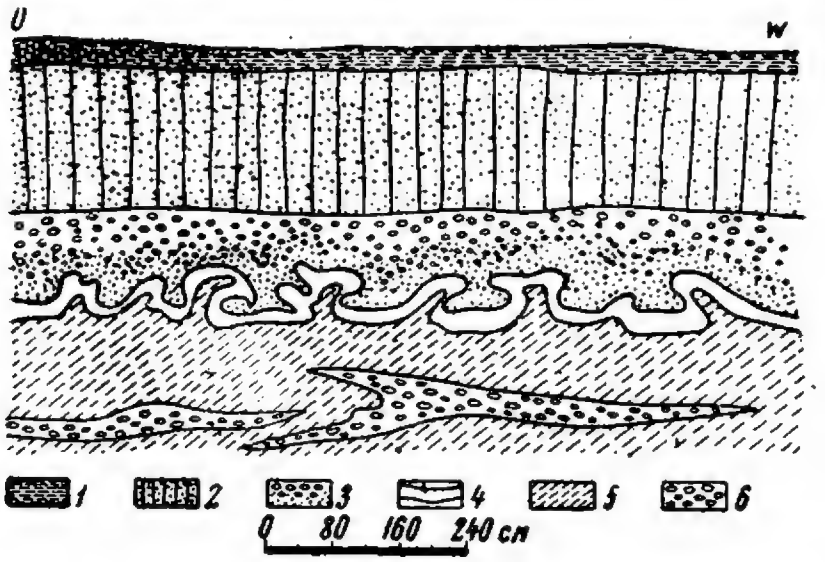
*1* — лёссовидные суглинки; *2* — галечники в высокой террасе р. Лан.

Образуется слой, подобный искусственному бетону. Это придает ему особую устойчивость, а вблизи палеолитических стоянок — и особый интерес, так как в нем сохраняются лежавшие на поверхности каменные орудия.

М о р о з н о е  с м я т и е  с л о е в. Многократное оттаивание и промерзание надмерзлотных грунтов вызывает появление в подходящих условиях своеобразной мелкой складчатости в нижней части оттаивающих летом слоев. Классическим, широко известным примером такого рода являются «взвихренные» слои торфянистых суглинков в карьере Марга южнее Зенфтенберга (Нижний Лаузитц), описанные рядом авторов. Аналогичное явление описано Крекелером у Гиссена (фиг. 7) и мною в Москве (фиг. 8). По объяснениям Бара, подобного рода складчатость появляется в грунте при осенне-зимнем промерзании довольно глубоко (до 1.5—2 м) оттаивающего летом водонасыщенного грунта. При сближении сезонной и постоянной мерзлоты в талой части грунта возникают напряжения, идущие со стороны определенных, быстрее промерзающих центров.

Таким образом, это явление родственно появлению бугров пучения грунта и излияния грязи, образующих «болгунняхи». Возможно, что

известную роль при этом образовании структурных почв играет и солифлюкция, но влияние ледяных клиньев, повидимому, исключается, так как складчатость появляется при таком оттаивании грунта, когда призмы почвенного льда уже вытаивают. Вероятно, солифлюкционную природу имеет смятие слоев, наблюдавшееся мною в первой террасе р. Мокши у с. Суморьева (фиг. 1). Складчатый горизонт падает в сторону широкой лощины, врезанной в первую террасу.



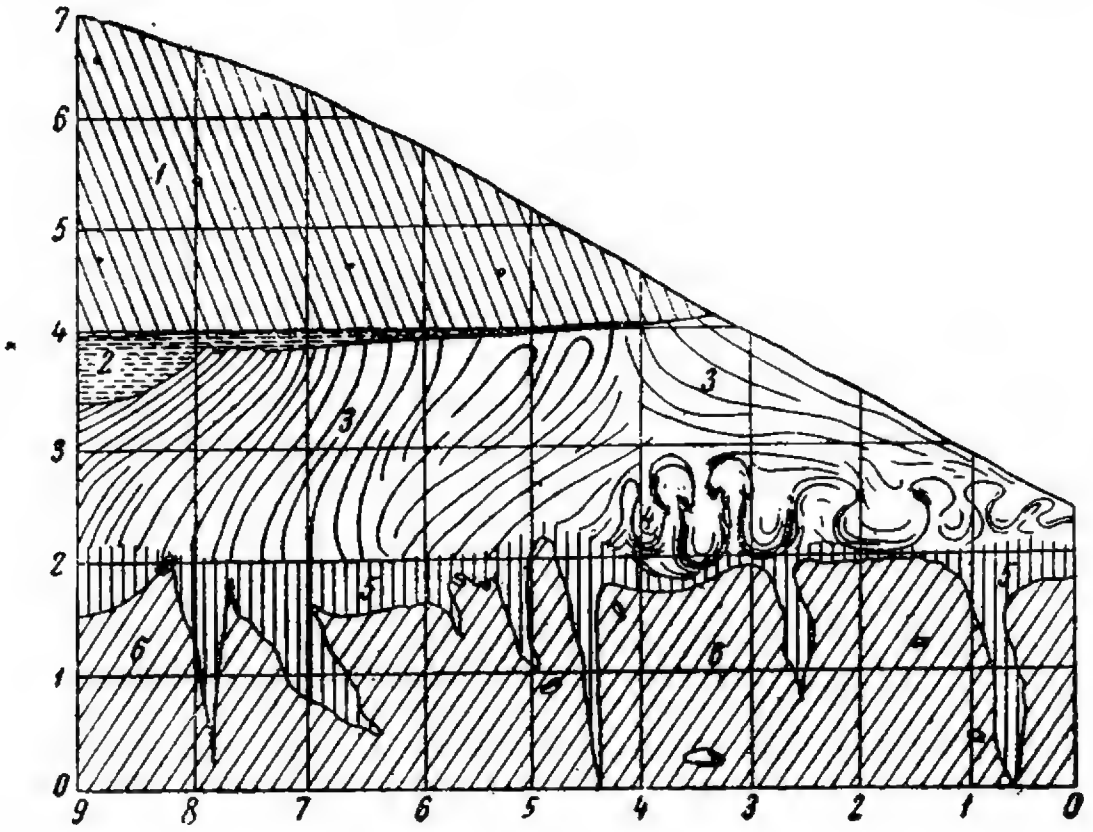

Фиг. 7. Мерзлотное смятие слоев в обнажении песчаного карьера у Висбадена. По Крекелеру (1929).

*1* — почва; *2* — светложелтый чистый лёсс; *3* — щебень, переходящий вниз в красно-бурый лёсс; *4* — светлосерая глина (мощность слоя около 0.25 м, а всего — диапазон складок — около 1 м); *5* — мосбахский песок; *6* — щебень в мосбахском песке.

С о л и ф л ю к с и й. Массы оползшего при мерзлоте грунта узнаются по сложению, напоминающему морену, и по своеобразной структуре, проявляющейся расположением затертых при оползании прослоек, появлением отдельности, следам замешивания и прочим признакам, выдающим движение грунта вниз по склону. Однако движения простого оползания совершались, повидимому, лишь в незначительных масштабах и только по заметным уклонам. На пологих склонах действовали процессы промерзания и оттаивания, ведущие в подобных условиях рельефа на Шпицбергене к образованию грядовых структур [14]. Залегает солифлюксий на склонах, но встречается и на дне долин (фиг. 9). В качестве примера приведу еще одну зарисовку приподошвенной части подмосковных делювиальных суглинков (фиг. 10), сделанную мною в карьере кирпичного завода в верховьях рч. Котловки (к югу от Москвы), и хорошую фотографию «текучей земли» («текуна» Fliesserde) из-под Берлина, сделанную Беннхольдом—фиг. 11.

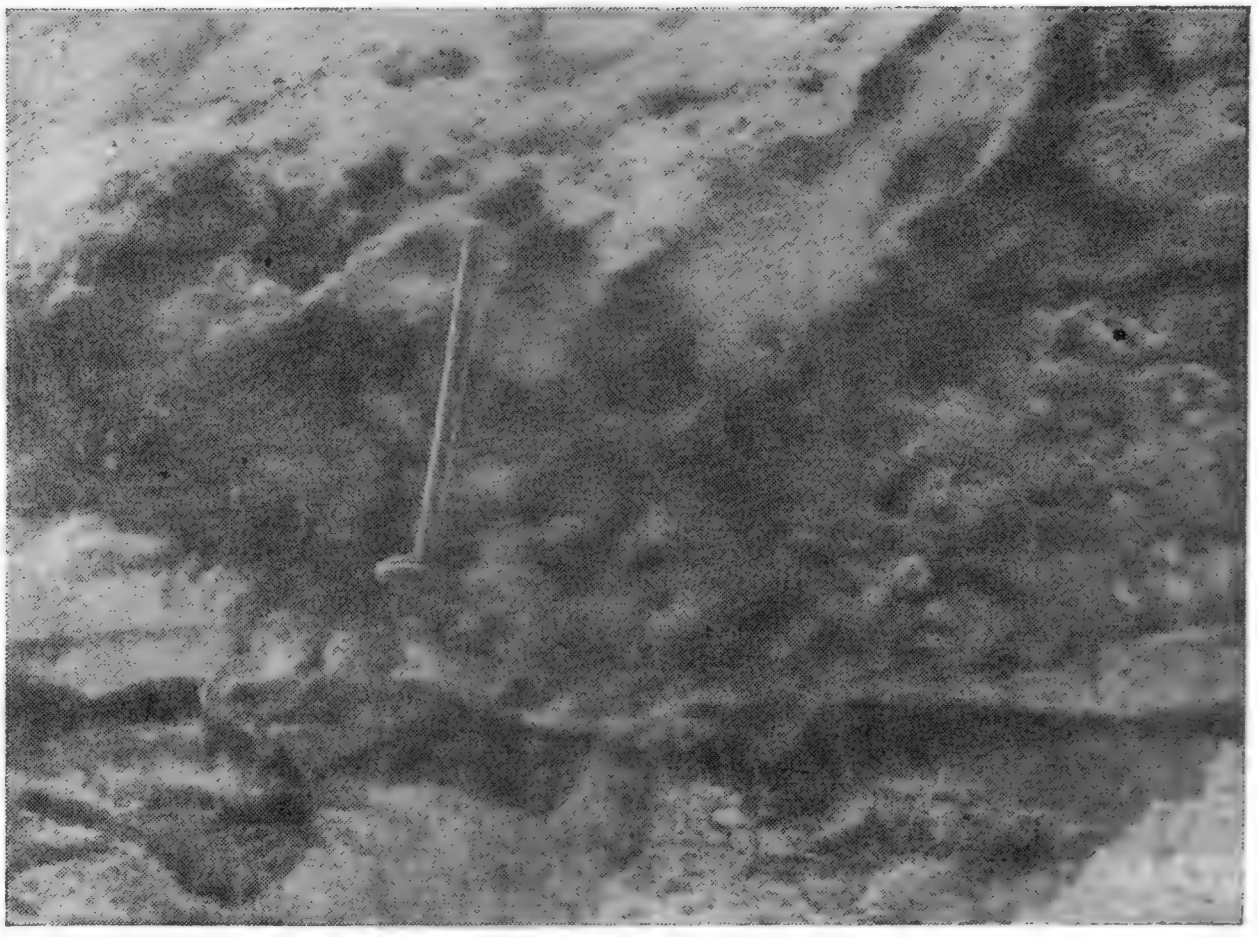
Чаще всего солифлюкционное оползание узнается по деформации выполнений ледяных клиньев, которые зачастую совсем сорваны с своих мест и вытянуты, развальцованы или, наоборот, сжаты и скручены. Такие песчаные «хвосты» клиньев наблюдались мною в солифлюксии на площадке лагеря исследователей Соликамского гидроузла. Менее деформированные клинья наблюдались мною [4] по склону конечной морены у с. Василево Ростовского района, а также в Логинцовском гравийном карьере на Волге, выше Кинешмы (фиг. 12).

Начатые наблюдения над ископаемыми следами мерзлоты к настоящему времени уже позволяют сделать несколько интересных выводов. Прежде всего, теперь более обоснованно, чем это делалось раньше (главным образом на основании исследований остатков флоры и палеолитических стоянок), можно говорить о широкой полосе мерзлой тундры, окаймлявшей каждое оледенение. Во время максимального — днепровско-донского — оледенения ширина ее превосходила на востоке 1000 км; крупные «ледяные клинья» наблюдались А. В. Хабаковым (устное сообщение) вблизи Мугоджар. Даже и во время последнего — осташковско-валдайского, сравнительно небольшого, оледенения мерзлота достигала, судя по выше-




Фиг. 8. Мерзлотное смятие слоев в стенке одного из котлованов у Верхних Котлов (Москва). Масштабная зарисовка автора.

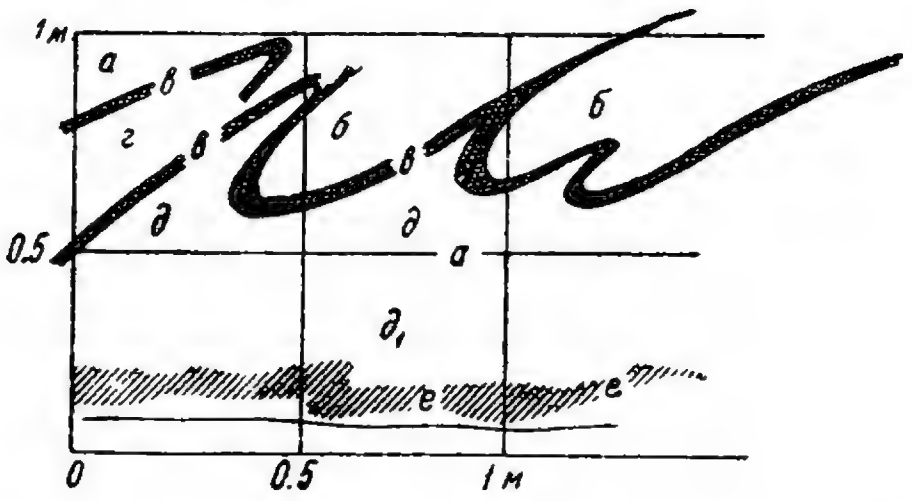
*1*— верхняя морена московского оледенения; $Q_{II}^{M}$ *2* — суглинки и супеси флювиогляциальные (а также выполнение «котла»); *3* —коричневато-бурые структурные (с чешуйчатой отдельностью; крупичатые) суглинки; *4* — подзолистая почва, смятая мерзлотными процессами (подзол выперт головами вверх, горизонт гумусовый — опущен в седлах, остальное — крупичатые суглинки третьего слоя); *5* — желто-бурый пылеватый суглинок «покровного» типа, проникающий вниз по клиновидным трещинам; *6* —средняя морена (максимального днепровско-донского оледенения) — $Q_{II}^{D}$



Фиг. 9. Деталь обнажения в песчаном карьере близ Подольска (Московская область) —прослой солифлюксия (глинистого гравия и щебня), содержащий остатки черепа *Rhinoceros* Mercki (время — $Q_{II}^{M?}$).

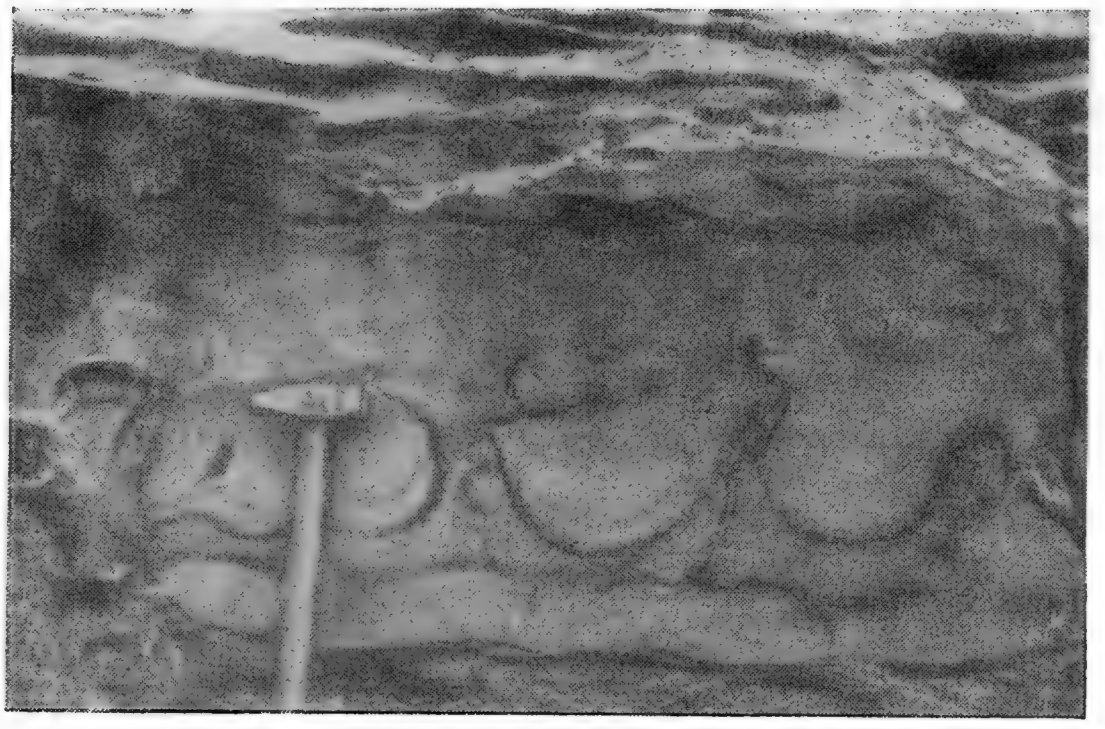
приведенным данным (фиг. 1), низовий р. Мокши — за 600 км от края льдов.

Как и следует ожидать из общих палеогеографических соображений. перигляциальная полоса мерзлоты расширяется с запада на восток от 250 км в Западной Европе до 600 км в Восточной.




Фиг. 10. Солифлюкционно оползшие слои «делювиальных» суглинков в карьере кирпичного завода у дер. Зюзино (к югу от Москвы); в верховьях рч. Котловки.

*а* — суглинок низа толщи, смешанный с гумусированным и оглеенным; *б* — супесь; *в* — темные гумусированные прослои; *г* — синевато-серый суглинок; *д*, $д_1$ то же, более супесчаный, с мелкими валунчиками (О); *е*—серый гумусированный суглинок, небольшой слой на поверхности выветрелой морены. Масштабная зарисовка гребня между двумя рядами экскаваторной разработки.

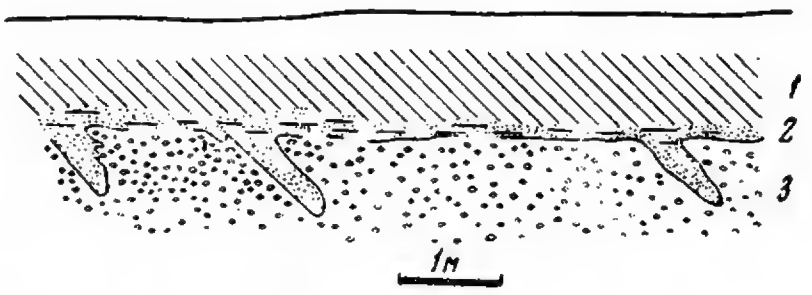


Фиг. 11. «Текун» (Fliesserde) в песчаном карьере Вернсдорф близ Берлина. Глубина залегания — 5 м, мощность — 0.75 м.

Второй вывод касается происхождения покровных суглинков. Подмосковные покровные суглинки обычно считались в массе имеющими делювиальное или солифлюкционное происхождение. Только следы мерзлоты позволили мне различить в них первичные суглинки, по преимуществу — род криоконитов, и вторичные, перемещенные по склонам

делювиальным и солифлюкционным путем в следующую ледниковую эпоху (или эпохи).

Не останавливаясь на иных примерах, отчасти разобранных в другой моей работе по ископаемой мерзлоте, закончу призывом к геологам,




Фиг. 12. Схематическая зарисовка части стенки гравийного карьера у с. Логицово (Кинешемское Поволжье). Отчетливо видны деформированные клинья, выполненные песком и однообразно наклоненные вниз по пологому склону.

*1* — подзолистая почва на желто-бурой пылеватой супеси; *2* — желто-бурый песок с гравием и галькой; внедряется косо вниз по округло-вершинным клиньям в третьем слое; *3* — красновато- и желто-бурый гравий и галька с валунами.

изучающим территорию Советского Союза, не упускать из вида важность изучения четвертичных отложений вообще, а среди них уметь находить и правильно понимать следы отражения сурового полярного климата прошлого.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гусев А. И. Тетрагональные грунты в арктической тундре. Изв. Гос. геогр. о-ва, № 3, т. 70, 1938, стр. 377—385.
2. Драницын Д. А. О некоторых зональных формах рельефа крайнего севера. Почвоведение, № 4, 1914, стр. 21—68.
3. Марков К. К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги. Тр. Верхне-Волж. экспед. геогр.-эконом, иссл. ин-та Ленингр. гос. унив., 1940.
4. Москвитин А. И. «Ледяные клинья» — клиновидные трещины и их стратиграфическое значение. Бюлл. Моск. о-ва испыт. прир., отд. геол., т. XVIII (2), 1940, стр. 55—72.
5. Обручев Сергей. Шахматные (ортогональные) формы в областях вечной мерзлоты. Изв. Гос. геогр. о-ва, № 6, 1938, стр. 737—746.
6. Яковлев С. А. Об одном типе дислокации болот. Почвоведение, № 1, 1911.
7. Andersson Gunnar J. Solifluction a component of Subaerial denudation. Journ. of Geol., v. XIV, 1906, pp. 93—112.
8. Blanckenhorn M. Theorie der Bewegungen des Erdbodens. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 48, 1896, SS. 382—400.
9. Gripp K. Gasiol und ged. Ergebn. d. Hamburg — Spitzbergen Expedition 1927. Abh. Natur. Ver. Hamburg, Bd. 22, 1929, SS. 2—4.
10. Huxley J. a. Odell. Notes on surface markings in Spitzbergen. Geogr. Journ., v. 32, 1924, pp. 207—229.
11. Högbom B. Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. Büll. Geol. Instit., Bd. 9. Upsala, 1910.
12. Keilhack K. u. Grahmann R. Nochmals die Deckschichten des Rabutzer Beckentones. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 80, N 1—2, 1928, S. 102.
13. Leffingwell K. Ground ice wedges the dominent form of ground-ice on the North Coast of Alaska. Journ. Geol., 23, 1915.
14. Poser Hans. Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geologische Rundschau, Bd. 22, 1931, SS. 200—231.
15. Sapper K. Ueber Fliesserden und Strukturböden auf Spitzbergen. Zeitschr. d. Erdkunde, 1912, SS. 259—270.

Е. И. БЕЛЯЕВА

# О НАХОДКЕ *ELEPHAS (ARCHIDISKODON) MERIDIONALIS* NESTI и *MASTODON BORSONI* HAYS В ЧКАЛОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Летом 1936 г. автором настоящей заметки была совершена поездка в Кваркенский район Оренбургской (ныне Чкаловской области) на прииск Айдырля в связи с получением извещения о находке «остатков мамонта». Так как последние, как будет видно из их описания, принадлежат южному слону и мастодонту, мы считаем необходимым остановиться на этих находках, знакомящих нас с новыми данными о нахождении остатков хоботных на территории Советского Союза.

Место находки остатков южного слона находится в 2 км от с. Кваркено (52°9 с. ш. и 29°2 в. д. от Пулково), расположенного в 10 км на северо-запад от прииска Айдырля. Последний лежит в 18 км на юго-запад от ст. Байтук Оренбургско-Челябинской железной дороги и в 20 км от ст. Айдырля той же железной дороги.

Остатки слона были обнаружены при прокладке дудки на участке старательских работ прииска.

Разрез (фиг. 1), наблюдаемый в стенке дудки, следующий:

| | | |
|---|---|---|
| 1. | Лежащие под небольшим слоем почвы буро-желтые глины, в нижней части с прослоями серого среднезернистого песка . . . . . | 5.30 м |
| 2. | Бурые глины с гальками . . . . . | 0.90 » |
| 3. | Галечник с остатками *Elephas* в основании слоя . . . . . | 0.40 » |
| 4. | Крупнозернистые сероватые пески («сыпун») с глинистыми прослойками в нижних частях . . . . . | 2.70 |
| 5. | Второй слой галек . . . . . | 0.30 » |
| 6. | Желтые крупнозернистые пески с включением крупных глыб белых тонких песков | |

Остатки слона, добытые на глубине 6.60 м и лежащие на границе первого галечного слоя (третий слой) и серых песков (четвертый слой), состоят из:

1) обломка коронки верхнечелюстного зуба $M^3$(?) (№ 120-1) [1]
2) обломка верхней челюсти правой стороны с $M^3$(?) (№ 120-2)
3) трех фрагментов бивня (№ 120-3, 120-4, 120-5) и
4) обломка челюсти с корнями от зубов (№ 120-6).

Б и в н и. Фрагменты бивней лежали в западной стенке дудки и находились друг от друга на расстоянии 0.50 м, при этом один лежал несколько выше другого около глыбы сцементированного песчаника, принятого рабочими за голову «мамонта», второй же обломок находился непосредственно на сером песке («сыпун», четвертый слой). Бивни были обращены на запад-северо-запад в стенку дудки своими узкими кон-

[1] Коллекция № 120 по каталогу Палеонтологического института АН СССР.

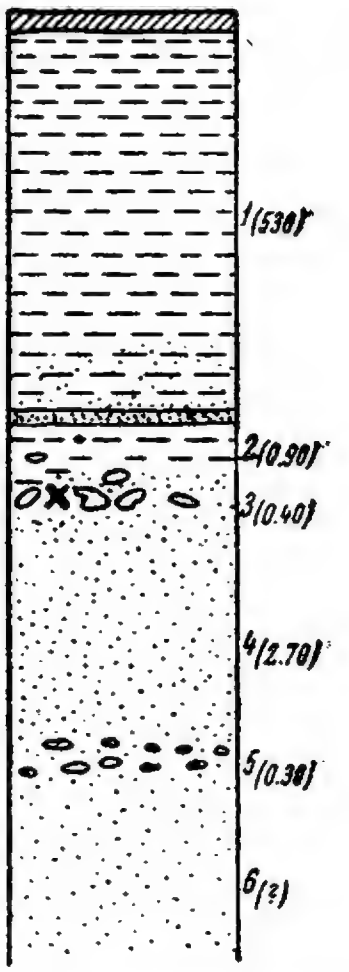
цами; между ними в том же слое были обломки зубов. Дополнительные расчистки, сделанные в стенках дудки выше и ниже места находки, не дали особенно плодотворных результатов — был получен дополнительный материал к ранее взятым фрагментам.

Фрагмент № 120-3 представляет обломок длиной в 11 см, сильно поврежденного переднего конца бивня. Верхняя поверхность его слабо вогнута, нижняя — слабо выпуклая, тело с боков сжато; поперечное сечение на заднем конце овальное. Такой же характер сечения наблюдается на обоих концах другого фрагмента (№ 120-5) — небольшого обломка средней части бивня длиной в 11 см.

Фрагмент № 120-4, представляющий обломок задней части бивня длиной в 20 см, имеет более овальное сечение; глубокая коническая полость сохранилась на его заднем конце.

З у б ы. Фрагмент первый, № 120-1 (фиг. 2а) — обломок задней части коронки с сохранившимися $4^1/_2$ широкими, толстыми пластинками. Межпластинные расстояния небольшие; у наружного края они более крупные (1.6—0.6 см), чем у внутреннего (1.4—0.4 см); в медиальных частях пластинок, в передней части коронки, они мало развиты (см. размеры).

Полные фигуры стирания на всех пластинках, кроме последней, указывают на сильную изношенность зуба. Фигуры стирания передних пластинок — лентообразные, образующие удлиненные петли с суженными, заостренными наружными и более расширенными прямоугольными внутренними концами. На третьей пластинке наблюдаются следы пережима — окончание боковой вертикальной бороздки — между центральной и боковой наружной частью эмалевой петли у начала ее наружной трети. На следующей пластинке имеются два пережима — наружный и внутренний — между центральной и боковыми частями эмалевой петли. Соотношение внутренней и боковых частей фигур стирания отвечает типу lat. lam. med. ann. (боковые удлиненные, средняя округленная). Последняя пластинка состоит из четырех малостертых, прилегающих друг к другу дисков. Добавочные дигители расположены по внутреннему краю коронки в промежутках между первой и второй, второй и третьей, третьей и четвертой пластинками. Между четвертой и пятой пластинками дигители смещены ближе к медиальной части зуба. Эмаль толстая (размеры см. ниже), грубоплойчатая, особенно в средних частях передних пластинок, с зигзагообразными медиальными выступами.




Фиг. 1. Разрез дудки № 1 (Айдырля, Кваркенского района. Чкаловской области)

*1* — буро-желтые пески; *2* — бурые глины с гальками; *3* — первый галечниковый слой; x — остатки южного склона; *4* — серые крупнозернистые пески; *5* — второй галечниковый слой; *6* — золотоносные пески.

Фрагмент второй, № 120-2 (фиг. 3). Неполный верхнечелюстной зуб правой стороны с обломанным задним концом, на котором нехватает, вероятно, не более двух пластинок. Общее число пластинок зуба было, повидимому, не менее $10=[2+6+(2?)]$. О большой изношенности зуба можно судить по очень стертой поверхности переднего талона и по полным фигурам стирания большинства пластинок. Сохранившаяся эмаль

от внутренней части задней стенки последней пластинки талона соединяется с внутренней частью передней стенки первой пластинки зуба. вся наружная половина которой стерта до основания. Так же сильно изношены наружные части следующих двух (2-й и 3-й) пластинок зуба; эмаль их по наружному краю не сохранилась, а у второй пластинки, кроме того, поврежден и внутренний конец. Сильно повреждена четвертая пластинка — обломаны оба ее конца и значительная часть задней стенки ближе к внутреннему краю. Две последние пластинки, 5-я и 6-я, не повреждены. Первая из них менее стерта, чем предыдущая (4-я); легкие пережимы заметно выделяют среднюю, несколько вздуто-округлую часть пластинки, состоящую как бы из двух слившихся дисков. Такой же характер средней части пластинки наблюдается на последней (6-й) пластинке. Соотношение средней и боковых частей на 5-й и 6-й пластинках типа lat. lam. med. ann. Полная фигура стирания на передних сильно стертых пластинках имеет форму довольно широких прямоугольных лент; на менее стертых — задних — боковые концы эмалевых лент несколько суживаются. Пластинки зуба широкие, расстояния между ними небольшие, в особенности по медиальной (продольной) линии коронки (см. размеры). Эмаль толстая, грубоплойчатая. Одна боковая дигитель наблюдается по внутреннему краю коронки между первой пластинкой и передним талоном.

При выяснении порядка зубов возникают некоторые затруднения, так как на фрагменте № 120-1 сбита задняя поверхность, по которой можно было бы судить о присутствии или отсутствии последующего зуба, а на втором образце, № 120-2, обломан задний конец коронки. Однако, судя по размерам последней и общему числу пластин, оба фрагмента могли принадлежать одному из последних зубов $M^2$ или $M^3$. Для этих зубов у слонов, обладающих зубами с низкой коронкой, общая формула числа пластин невысокая. Для зубов *Elephas planifrons*, по данным Циттеля [15] и Депере и Майэ [6], выражается:

для $M^{2/3}$ она $= \frac{8}{8-9}$ и для $M^{2/3} = \frac{10}{10-11}$. У *Elephas meridionalis*, по указанию Циттеля [15], $M^{2/3}$ имеет $\frac{8-11}{9-11}$ и $M^{2/3} = \frac{10-11}{11-14}$. Зубы *Elephas meridionalis*, как отмечают Депере и Майэ [6], найденные в долине р. Арно — $M^{2/3} = \frac{9-10}{9-11}$ пластин и $M^{2/3} = \frac{11-13}{11-14}$, а из находки в английском лесном краге — $M^{2/3} = \frac{12-15}{12-16}$.

Что касается зубов, найденных в с. Айдырля, то фрагмент № 120-2 может принадлежать зубу, имевшему, повидимому, общую длину не менее 20 см и общее число пластин не менее 10, т. е. он мог быть $M^3$.

Таким образом, зубы слона из Кваркено характеризуются низкой, довольно широкой коронкой, с широкими пластинками, с толстой грубоплойчатой эмалью, небольшими межпластинными расстояниями, прямоугольными полными фигурами стирания и неполными типа lat. lam. med. ann., с характерным медиальным вздутием, частотой пластин на 10 см жевательной поверхности, равной 5 пластинкам плюс 4 межпластинных расстояния.

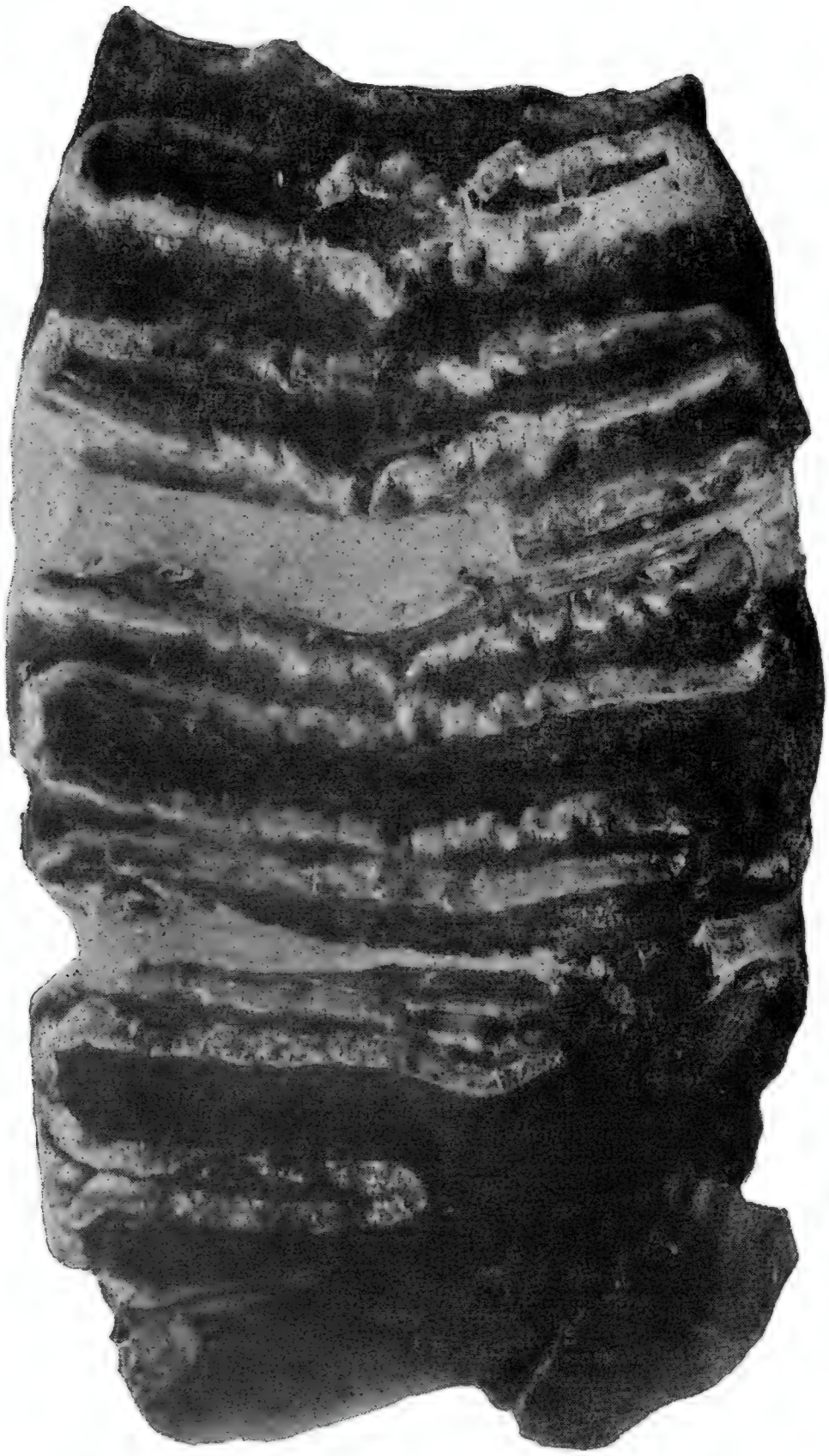
Эти особенности позволяют отнести наши фрагменты к типу зубов *El.* (*Archidiskodon*) *meridionalis*; при этом их строение — характер коронки,

2а

2б

Фиг. 2а. *Elephas* (*Archidiskodon*) *meridionalis* Nesti M ?(3) (№ 120-1). $^{7}/_{8}$ нат. вел.

Фиг. 2б. *Mastodon borsoni* Hays. $M^{3}$ sin (№ 120-7). $^{7}/_{8}$ нат. вел.



Фиг.3 . *Elephas* (*Archidiskodon*) *meridionalis* Nesti M ? (3)
(№ 120-2). $^{7}/_{8}$ нат. вел.

Размеры зубов *Elephas* (*Archidiskodon*) *meridionalis* из Кваркено (в см)

| | № 120-1 | | | | № 120-2 | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. Длина коронки | 10.2 | | | | 15.8 | |
| 2. Наибольшая ширина | 8.5 (II пластины) | | | | 8.5 (V пластины) | |
| 3. Наибольшая высота | 4.5 (III пластины) | | | | 4.7 (VI пластины) | |
| 4. Число пластин | $^1/_2$ 4 | | | | 2 + 6 + (2) | |
| 5. Число пластин с полными фигурами стирания | $^1/_2$ 1 | | | | 5 | |
| 6. То же с неполными | 3 | | | | 1 | |
| 7. Частота пластин на 10 см см. жев. пов. | — | | | | 5 пластин + 4 межпластинных расстояния | |
| 8. Ширина (длина) пластин | *1* | *2* | *3* | *1* | *2* | *3* |
| 1-я пластина | 1.4 | — | — | 1.7 | — | 1.8 |
| 2-я » | 2.4 | 1.0 | 1.4 | 1.7 | — | ? |
| 3-я » | 2.1 | 1.0 | 1.4 | 1.7 | — | 1.5 |
| 4-я » | 1.6 | — | 1.3 | ? | ? | ? |
| 5-я » | 1.4 | 1.0 | 1.0 | 1.7 | 1.0 | 1.0 |
| 6-я » | — | — | — | 1.7 | 1.0 | 1.0 |
| 9. Расстояние между пластинками: | *1* | *2* | *3* | *1* | *2* | *3* |
| Между 1-й и 2-й пластинками | 0.1 | 1.6 | 0.7 | 0.1 | ? | ? |
| » 2-й и 3-й » | 0.1 | 1.6 | 0.9 | 0.1 | ? | 0.6 |
| » 3-й и 4-й » | 0.3 | ? | 1.4 | 0.1 | 0.5 | 0.5 |
| » 4-й и 5-й » | 0.6 | 0.6 | 0.4 | ? | 0.5 | ? |
| » 5-й и 6-й » | — | — | — | 0.15 | 1.1 | 1.0 |
| » 6-й и 7-й » | — | — | — | 0.7 | ? | 1.2 |
| 10. Толщина эмали | 0.4 | | | | 0.4 | |

11. Отношение максимальной ширины к длине коронки 2 . 4[4]

[1] Измерено по средней линии.
[2] Измерено по наружному краю.
[3] Измерено по внутреннему краю.
[4] Из расчета, что длина коронки не менее 20 см.

пластин, число последних, присутствие дигителей и т. д. — указывает на то, что они принадлежат ранней форме *El.* (*Archidiskodon*) *meridionalis*. Это подтверждается также сравнением наших фрагментов с зубами южного слона с Кавказа[1] и из Приазовья.[2]

На том же участке старательских работ, в дудке, расположенной в 0.5 км на юг от предыдущей, был обнаружен обломок коронки зуба мастодонта. К сожалению, не представлялось возможным точно установить ни глубину, ни условия залегания найденного фрагмента. Разрез этой дудки, записанный со слов десятника, А. Мельчаева, повторяет разрез первой дудки. Здесь при общей глубине дудки в 8 м наблюдаются сверху глинистые отложения мощностью в 5 м, подстилаемые трехметровой толщей серых и желтых песков. В разрезе также наблюдаются два прослоя галечников — верхний в основании глин, на границе с серыми песками, и нижний — между последними и желтыми золотонос-

[1] M[6] *Elephas meridionalis* Nesti из окрестностей Грозного [11]. Оригинал Палеонтологического музея при Геолого-разведочном институте им. Орджоникидзе (Москва).
[2] M[6] *Elephas meridionalis* Nesti из окрестностей Новочеркасска (Хопры). В. И. Громов [4] и [5]. Оригинал в Геологическом институте АН СССР. Коренные зубы *Elephas meridionalis* Nesti из окрестностей Ростова на Дону М. Павлова [10]. Оригиналы в Музее МГРИ (Москва) и у В. Богачева [2].

ными песками. Несколько отличная сохранность коронки зуба мастодонта по сравнению с зубами южного слона из первой дудки и ее более сильная минерализация позволяют думать, что зуб мастодонта был получен из более глубоких отделов разреза.

Сохранившаяся во многих местах коронки мягкая глинистая желтая порода, а также наблюдаемые металлические вкрапления золотистого цвета (? Au), которые особенно хорошо видны на передней стенке второго гребня коронки у его вершины, говорят о том, что данный фрагмент мог находиться в отложениях не выше нижнего галечникового слоя; возможно, что он происходит или из золотоносных песков, или же из нижнего галечникового слоя. По всей вероятности, коронка была получена из самых нижних частей последнего — на границе галек с золотоносными песками.

Фрагмент представляет неполную коронку последнего верхнечелюстного зуба левой стороны, $M^3$ (№ 120-7) (фиг. 2б). Повреждения наблюдаются на переднем и заднем конце коронки, а также у основания ее с внутренней стороны. Сохранились талон и неполные три ряда гребней, общее число которых, вероятно, не превышало четырех. Гребень первого ряда, у которого отсутствует передняя стенка, значительно стерт, на что указывают сильно отшлифованная сохранившаяся задняя его стенка и верхнее ребро. У второго гребня стирание захватило верхние части передней и задней стенок его. Гребень третьего ряда и талон не несут следов стирания.

Коронка построена по типу зубов *Mastodon borsoni*. Она имеет крупные главные конусы, особенно хорошо выраженные на претритных частях гребней, небольшие единичные добавочные бугорки, очень слабое развитие боковых бугорчатых складок, спускающихся на претритных частях гребней от главного конуса несколько косо внутрь коронки; они наблюдаются на нашей коронке на поверхности задней стенки первого гребня, на обеих стенках второго и на передней стенке третьего ряда гребней; на последнем они слабее развиты, чем на предыдущих гребнях.

Претритные и постритные части гребней разделяются медиальной бороздкой. Талон, насколько можно судить по сохранившимся частям, повидимому, состоял из двух крупных бугорков. Очень слабые следы воротничка наблюдаются по внутреннему краю коронки при входе в первую долинку.

Размеры:

| | | |
|---|---|---|
| Длина фрагмента . . . . . | — 12.7 | см |
| Наибольшая ширина коронки . . . | — 9.0 | » |
| Ширина гребня второго ряда вверху | — 5.0 | » |
| Ширина гребня второго ряда в основании . . . . . | — 7.5 | » |
| Ширина долинки между вершинами главных конусов второго и третьего ряда . . . . . | — 3.8 | » |

Описанные остатки *El.* (*Archidiskodon*) *meridionalis* и *Mastodon borsoni*, несмотря на их фрагментарность, интересны прежде всего тем, что они являются новыми достоверными находками южного слона и мастодонта в пределах Чкаловской области. Имеющиеся литературные данные — А. А. Штукенберг [14], П. И. Кротова [7], М. В. Павлова [10] — по ископаемым четвертичным млекопитающим Чкаловской

области, а также и ближайших районов, сводятся к указаниям на находки остатков *Elephas primigenius* и *Elephas* sp. вместе с *Equus caballus, Rhinoceros tichorhinus, Elasmotherium sibiricum, Cervus tarandus, C. elaphus, C. megaceros, Alces palmatus, Bison priscus, Bos. primigenius, Castor* sp.

Судя по указаниям А. Штукенберга о наличии в музеях Оренбургской ученой архивной комиссии[1] большого количества остатков мамонта (кости, зубы) из б. Оренбургской, Уральской и Тургайской областей, находки остатков слонов в этом районе, повидимому, являются наиболее обычными и частыми среди находок остатков от других животных.

Наряду с этим интересны замечания того же автора: «...кроме коренных зубов типического мамонта, в музее находятся еще коренные зубы другого вида слона, жившего одновременно и вместе с мамонтом. Этот слон был распространен так же, как и мамонт, в восточной полосе Европейской России, а может быть и в Сибири. Зубы этого слона — спутника мамонта, находятся нередко в губерниях Самарской, Казанской, Вятской, Пермской и др.». Повидимому, А. Штукенберг говорит о поздней форме *El. trogontherii*, распространение которого в указанном районе вполне вероятно и возможно, но пока еще недостаточно проверено. Кваркенские же находки указывают на присутствие в Чкаловской области и более древних форм хоботных — *El.* (*Archidiskodon*) *meridionalis* и *M. borsoni*.

Эти же находки значительно отодвигают к северу известную границу распространения как *El.* (*Archidiskodon*) *meridionalis*, так и *M. borsoni*. Находки первого из южных районов территории европейской части Союза, охватывающих широкой полосой Причерноморье, Приазовье, Кавказ и т. д. (Е. Беляева, [1]), не отмечались ранее в СССР выше 48.°5 с. ш. Кваркенская же находка поднимает границу до 52.°9 с. ш. То же самое можно сказать и о *M. borsoni*, новое местонахождение которого отмечается на 52.°9 параллели,[2] тогда как до сих пор известные находки этого мастодонта были приурочены главным образом к югу Европейской части Союза (Украина, Приазовье, Кавказ).[3]

Затем необходимо отметить, что кваркенские находки позволяют несколько уточнить возраст континентальных отложений данного района. Ряд исследователей (А. Н. Гейслер, А. А. Петренко) указывает на развитие фаунистически неохарактеризованных отложений третичного и послетретичного возраста в этом и ближайших районах. До некоторой степени исключением являются песчано-глинистые отложения второй террасы р. Турой, содержащие прослой мелких гастропод, среди которых М. Н. Аль-

---

[1] При посещении Оренбургского краеведческого музея в 1928 г. нами были осмотрены некоторые остатки ископаемых постплиоценовых млекопитающих, среди которых можно отметить бивни, зубы, обломки черепов *Elephas* (*El. primigenius* и *El. trogontherii primigenius*) и несколько зубов *Elasmotherium*, черепа быков *B. priscus* и носорогов *Rh. tichorhinus*, зубы *Equus*; указанные остатки были найдены в разных местах Оренбургского края. Осмотреть все коллекции постплиоценовых млекопитающих, хранящихся в музее, не представлялось возможным, так как часть их была запакована, вследствие перевода музея из Оренбурга в Алма-Ата. Летом 1936 г., при проезде через Оренбург, удалось выяснить, что часть коллекций из б. краеведческого музея не была перевезена в Алма-Ата, но все же была совершенно недоступна для осмотра.

[2] Местонахождение остатков мастодонта на р. Белой, указываемое Палласом [12], недостоверно, что уже отмечалось не раз в литературе (М. Павлова, [9]).

[3] Находки зубов *Mastodon borsoni* в Восточном Казахстане по р. Дженама (М. Павлова, [9]) и в Семипалатинском районе (по данным Семипалатинского краеведческого музея) указывают на нахождение остатков этого мастодонта и на территории Азиатской части СССР.

бову удалось установить присутствие нескольких пресноводных нижнеплейстоценовых форм (А. Гейслер [3]).

Описываемые находки — остатки *Elephas* (*Archidiskodon*) *meridionalis* Nesti и *Mastodon borsoni* Hays — дают новые данные для датировки песчано-глинистых отложений Кваркенского района.

Нахождение остатков примитивной формы южного слона в первом (верхнем) галечниковом слое позволяет его отнести или к низам плейстоцена, или к верхам плиоцена. Соответственно с этим лимитируются и вышележащие песчано-глинистые образования.

Для характеристики нижнего отдела разреза очень важны остатки *Mastodon borsoni*, указывающие на плиоценовый возраст второго (нижнего) галечникового слоя, с которым, повидимому, связаны эти остатки. Покрывающие галечник серые пески (четвертый слой) могут быть или того же или несколько более молодого возраста, а подстилающие его золотоносные пески (шестой слой) являются более древними отложениями (нижний плиоцен?, миоцен?).

Таким образом, в песчано-глинистой толще кваркенского разреза можно наметить выделение плейстоценовых и плиоценовых и, может быть, миоценовых образований. Уточнение возраста этих континентальных отложений, несомненно, связано с последующими геологическими исследованиями, сборами и изучением нового, более обширного палеофаунистического материала из данного района.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Беляева Е. И. О находке *Elephas* в Таджикистане. Тр. Палеонтол. ин-та, т. V, 1936.
2. Богачев В. И. Новые материалы к истории третичных слонов в Юго-Восточной России. Изв. Азербайдж. унив. № 3, 1923—1924.
3. Гейслер А. Н. Джингаринский золотоносный район. Предварительный отчет. Изв. Геол. комитета, т. 48, № 6, 1929.
4. Громов В. И. Изучение четвертичной фауны Северного Кавказа. Вестн. АН. 1938.
5. Громов В. И. Некоторые итоги полевых исследований в 1935 г. в районе Сухума, Пятигорска и Ростова. Тр. Сов. секц. Междун. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. II, 1936.
6. Depéret Ch., Mayet L., Roman. Les éléphants pliocènes. Annales de l'Université de Lyon, fasc. 43, 1923.
7. Кротов П. И. Новые находки *Elasmotherium* в Восточной России. Ежегодн. по геол. и мин. России, т. XII, 1916.
8. Отчет о деятельности Геологического комитета в 1907 г.
9. Pavlow M. Les mastodontes de la Russie. Mém. d. l'Acad. de Sc. de S.-Pétersburg, t. I, N° 3, 1894.
10. Pavlow M. Les sélénodontes posttertiaires de la Russie. Зап. имп. Акад. Наук. т. XX, № 1, 1906.
11. Pavlov M. Les éléphants du Sud de la Russie. Зап. Укр. АН, т. 11, 1931.
12. Pallas. P. G. Observatio de dentibus molaribus fossilibi. Acta Acad. Scient Imp. Petropolitana. 1780.
13. Петренко А. А. Геология северо-восточной части Орского района. Тр. Гл. геол.-разв. управл. НКТП СССР, 1932, вып. 250.
14. Штукенберг А. А. Остатки постплиоцен. животных музея Оренбург. уч. архивн. комиссии. Прот. засед. О-ва естеств. Казан. унив., 1899—1900.
15. Zittel K. Text-book of palaeontology, v. III. Mammalia, 1925.

В. И. ГРОМОВ

## *EQUUS* (*EQUUS*) *CABALLUS* ИЗ «СРЕДНЕЙ ЮРЫ»

В мае 1946 г. Я. С. Эвентовым были переданы мне для определения остатки млекопитающего, найденные им в северной части Доно-Медведицкой антиклинали, в так называемой гнилушинской толще, относимой к средней юре. [1]

Находка представляет довольно значительное количество фрагментов костей и изолированных зубов нижней челюсти одной особи. Определение этих остатков показало, что они принадлежат настоящей лошади (*Equus* (*equus*) *caballus*). К сожалению, имеющийся материал недостаточен для того, чтобы довести определение до вариетета. Это лишает возможности дать более точное определение геологического возраста интересующих нас остатков, чем верхняя половина плейстоцена. Можно лишь высказать предположение, что они моложе максимального (рисского) оледенения и, судя по сохранившейся в полостях породе, были погребены в овражно-балочном делювии. Вероятно, это можно было бы выяснить при специальном стратиграфическом изучении геологических условий залегания этих остатков. Во всяком случае, высказанное Я. С. Эвентовым предположение о молодом возрасте отложений, в которых им была сделана находка лошади, находит полное подтверждение, ибо плейстоценовый возраст этих остатков не вызывает ни малейшего сомнения.

Н. И. НИКОЛАЕВ

## НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО УРОВНЯ

При решении вопроса о новейших тектонических движениях очень часто приходится оперировать данными по изменению береговой линии. В настоящий момент мнения о причине перемещения береговой линии очень различны: одни связывают их с колебательными движениями суши, другие — с эвстатическими колебаниями океанического уровня, третьи принимают во внимание оба фактора. Среди причин, вызывающих колебания уровня океанического бассейна, Э. Зюсс [14] выделял две категории: периодические колебания, зависящие от метеорологических факторов (изменение барометрического давления, ветра), осадков, течения рек, мест-

[1] Примечание редакции. По поступлении настоящей заметки в редакцию, вышла в свет статья С. С. Кузнецова «О тектонике газоносных земель правобережного Саратовского Поволжья» (Тр. Юбил. сессии Ленингр. гос. унив., секция геол.-почв. наук, 1946), где четвертичный возраст отложений так называемой гнилушинской толщи устанавливается также по геоморфологическим и литологическим признакам.

ных ледовых условий, содержания солей, температуры воды и эпизодические колебания, зависящие от изменения формы самого бассейна вследствие поднятий или опусканий части берегов или дна водоема. Одновременные для мирового океана повышения или понижения уровня Зюссом были названы эвстатическими движениями уровня [14, стр. 680], которые связывались им с изменением емкости океанов. Впоследствии под этим термином стали понимать общее изменение уровня не только от указанной причины, но и от изменения в океане количества воды.

Как известно, вначале Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [2], а позднее А. Пенк [12, 13] подробно рассматривали вопрос об эвстатических колебаниях уровня океана и выделяли ряд причин, вызывающих их. При этом всегда отдавалось предпочтение гляциальному фактору, влияющему на изменение уровня мирового океана. По расчетам американца С. Дэли, уровень океана в ледниковые эпохи должен был понижаться в соответствии с предполагаемой мощностью четвертичных ледников. Именно с такими колебаниями связывают бореальные ингрессии (Лаврова, Марков и др.) и каспийские ингрессии (Православлев, Мазарович, Жуков и др.).

В последнее время обращают внимание на значение тектонического фактора, который, повидимому, количественно должен быть значительнее гляциального (Николаев [4]).

*Таблица 1*

Изменения уровня океана за столетие (в см)
(по Б. Гутенбергу)

| Район | Количество станций, послуживших основанием для вывода | Изменение уровня для района (среднее из наблюдений по станциям) |
|---|---|---|
| Англия | 3 | — 2 |
| Франция | | |
| 1) Атлантический океан | 5 | + 2 |
| 2) Средиземное море | 8 | + 9 |
| Азорские острова | 1 | + 9 |
| Испания | 2 | + 6 |
| Корсика и Сардиния | 2 | +13 |
| США | | |
| 1) Атлантическое побережье | 4 | +26 |
| 2) Зона канала (Атлантический океан) | 1 | +13 |
| 3) Тихоокеанское побережье | 4 | +12 |
| Гавайские острова | 1 | +22 |
| Австралия | 1 | — 1 |
| Аравия | 1 | + 3 |
| Индия | 4 | + 7 |
| Италия (Тирренское море) | 5 | +20 |
| Сицилия | 2 | + 6 |
| Италия (Адриатическое море) | 5 | +27 |
| Тунис, Алжир | 4 | +12 |
| Аргентина | 3 | + 9 |
| Зона канала (Атлантического океана) США (залив) | 3 | +21 |
| Бирма, Алдоман | 3 | + 6 |
| Формоза | 2 | +18 |
| Япония | 7 | +13 |

Средняя по всем станциям — +12
Средняя по всем районам — +11

Недавно Б. Гутенберг сделал попытку количественного определения эвстатических изменений современного уровня океана [6]. Насколько мне известно, подобных вычислений не делалось, и выводы, к которым пришел известный геофизик, представляют исключительный интерес. Особенно они важны для выяснения вопроса о современных тектонических движениях, так как знание величины общих эвстатических изменений уровня может помочь при определении величины движений земной коры в каждой точке побережья. Результаты его исследований приведены в таблице (табл. 1). Из нее видно, что средние порайонные данные указывают на поднятие в течение последних десятилетий уровня океана с приблизительной скоростью в 11 см в столетие.

Б. Гутенберг [6] приводит в своей работе кривые десятилетних средних по ряду водомерных постов; из них он заключает, что поднятие уровня происходило как будто быстрее в течение последних десятилетий. Касаясь причин поднятия уровня, Б. Гутенберг указывает, что, может быть, частично оно обязано своим происхождением поднятию дна в заливе Гудсона, в Ботническом заливе и в других участках океана, где наблюдается послеледниковое поднятие. Надо заметить, что определение изменения уровня моря было проделано для всех постов, которые располагали достаточными данными, за исключением таких районов, относительно которых известно, что в них происходит послеледниковое поднятие земной коры, т. е. использовались данные таких постов, положение которых считалось стабильным, не зависящим от тектонических движений.

Заметное же послеледниковое поднятие наблюдается, по оценке Б. Гутенберга, менее чем на одном проценте всей площади, занятой океанами, и, повидимому, объясняет, как указывает автор, не более 10 % повышения уровня в настоящее время. Ссылаясь на работы Кюнена [8] (см. также Левинсон-Лессинг [2], А. Пенк [13]), он отрицает и отложение осадков как причину повышения уровня океана, справедливо считая ее совершенно ничтожной. «Таяние ледников и полярных ледяных вершин, — пишет Б. Гутенберг, — расширение материков, поднятие дна океанов вследствие течений, происходящих под земной корой, могут содействовать повышению уровня. Какова бы ни была причина повышения уровня моря, из показаний приливомеров, расположенных в стабильных районах, можно заключить о вероятно явном опускании почвы приблизительно на 10 см в столетие».

Для того чтобы оценить правильность выводов, сделанных Б. Гутенбергом и, как нетрудно заметить, имеющих в выяснении современных движений земной коры огромное значение, необходимо разобрать исходные данные и метод, использованный автором.

Детали метода, применявшегося Б. Гутенбергом в части пересчетов данных по наблюдениям на станциях, нас вряд ли могут интересовать. Для знакомства с ними я отсылаю к его работе [6]. Важно отметить, что как исходный материал брались такие станции, которые имели длинные ряды наблюдений, и, как мы указывали, стабильные, где не отмечались послеледниковые движения. Станции, расположенные в области послеледниковых поднятий, были исключены из анализа.

Касаясь вопроса сопоставления данных двух соседних станций, Б. Гутенберг отмечает: «Если два ряда наблюдений за те же 4 или 5 лет имеются на обоих постах и если они разделены не менее чем 5 годами, без наблюдений или с таковыми, сопоставление, в общем, даст полезные для нашей цели результаты. В этих условиях относительный средний уровень океана в средних точках каждого периода может обычно быть определен с точ-

ностью до $^1/_2$ см, а относительное изменение уровня — с точностью до 10 см за столетие».

Б. Гутенберг очень критически подходил к фактическому материалу и исключил из таблицы наблюдения ряда различных станций, которые охватывали небольшой период наблюдений или репер которых испытывал внезапные перемещения вследствие замлетрясений.

Рассматривая приведенный материал, можно отметить:

1. Некоторые станции имеют тенденцию к повышению уровня; другие — к его понижению.

2. Очень часто получаемые цифры изменений уровня океана лежат в пределах точности метода и трудно утверждать их абсолютное значение.

3. При рассмотрении упоминавшегося графика, приведенного в статье Б. Гутенберга, который показывает колебания уровня океана по десятилетним средним, бросается в глаза неравномерное изменение уровня. Периоды более быстрых поднятий не совпадали во времени на всех постах. Это обстоятельство вызывает сомнения в правильности связи этих колебаний с одной причиной эвстатических движений, как это делает Б. Гутенберг.

4. Перечисленные в таблице станции и те, которые в нее не вошли но рассматриваются Б. Гутенбергом, по мнению последнего, расположены в стабильных районах. Данное исходное положение, с моей точки зрения, является наиболее ошибочным, так как мы знаем, что современные движения проявляются с разной интенсивностью абсолютно всюду (Николаев [3, 4]). Поэтому пренебрегать данным фактором в подсчетах наблюдений станций, полагаю, вряд ли можно. Возможно, что и несовпадение максимумов поднятий, указанных выше, относится за счет наличия местных локальных причин, отчасти связанных с современными движениями земной коры.

В настоящее время, на основании водомерных наблюдений в разных странах (Франция, США, Испания, Япония и др.), выяснилось, что места установок футштоков и мореографов были выбраны в большинстве случаев неудовлетворительно, и в настоящее время их переносят из бухт и заливов в более открытые места, так как неудачная конфигурация береговой линии приводила к неправильным показаниям (Данилов [1]).

Значение неравномерных движений земной коры на побережьях доказывается хотя бы следующими данными повторных высокоточных нивелировок. Изменения высот вдоль побережья Японского моря, между Гамада и Сибата, имеет периодический характер. Каждый минимум кривой соответствует аллювиальным равнинам, которые находятся более или менее на равных расстояниях. Все это указывает на видимое современное погружение аллювиальных равнин (Цубои [15]). Большинство же футштоков и мореографов расположено в заливах, бухтах, связанных каким-то образом с впадающими на побережье реками, и поэтому фиксирует преобладающие отрицательные движения.

5. Наконец, следует отметить, что при определении среднего уровня моря в настоящее время необходимо принимать во внимание периодический характер его колебаний (приливо-отливные), связанных с неправильностями движения Луны, установленных, в частности, Е. Прево и Ш. Лаллеманом [9] и др. Если учесть периодичность в 93 ч., то выводы об опускании суши могут в ряде случаев оказаться преждевременными. Так, например, рассматривают эти авторы заключение о том, что суша у Марселя и у Бреста испытывает опускания. (Данилов [1]). По мнению Лаллемана (1928), в настоящее время нужно ожидать перехода о

подъема среднего уровня моря к его опусканию. Для того чтобы избежать ошибки в обобщающих выводах, нужно брать или очень длинный ряд наблюдений на футштоках и мореографах, или вводить в обработку имеющихся показаний соответствующую поправку на периодические колебания. У Б. Гутенберга мы не обнаруживаем упоминаний об этих периодических колебаниях уровня, отсутствуют у него и ссылки на работы Прево и Лаллемана.

Все указанные соображения заставляют очень критически относиться и к основному выводу Б. Гутенберга о повышении уровня океана со скоростью 11 см в столетие. Мне представляется, что подход данного автора к определению этой величины очень интересен, однако недоучет возможных движений земной коры и получение цифр, лежащих в пределах точности метода, не дают права делать указанное заключение. Вывод Б. Гутенберга является преждевременным, и вряд ли он правильно вводит поправки к изменениям отметок суши, полученным на основании показаний мореографов на берегах океана в течение последних десятилетий путем алгебраического прибавления определенной величины, приблизительно в 10 см в столетие, как это делает Б. Гутенберг [6]. Я думаю, что признать этот расчет в настоящий момент безупречным невозможно.

## ЛИТЕРАТУРА


1. Данилов В. В. Некоторые результаты геодезических измерений деформаций земной коры в зарубежных странах. Конференция по деформации земной коры при Сейсмологическом ин-те АН СССР. 1944.
2. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О вековых перемещениях суши и моря. Уч. зап. Дерптского унив., № 1, 1893, Юрьев.
3. Николаев Н. И. Современные тектонические движения на территории СССР и геологические методы их изучения. Доклад на совещании Ученого совета Сейсмологического ин-та АН СССР и ЦНИИГАиК.
4. Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений, «Советская геология», № 16, 1946.
5. Daly, S. Pleystocene change of level. Amer. Journ. of Sci., ser. V, № 10, 1925.
6. Gutenberg B. Changes in sea-level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior. Bull. of the Geol. Soc. of America, v. 52, May 1941.
7. Johnson D. Studies of mean sea-level. Nat. Res. Council. Bull., 70, 1929.
8. Kuenen, Ph. D. Causes of eustatic movements. 6th Pacific Sci. Congr. Proc., vol. 2, 1940.
9. Lallemand Ch. et E. Prévot. Les lentes variations du niveau moyen de la mer sur le littoral français. Bull. Géod., N° 25, 1930.
10. La Fond, E. Variations of sea-level on the Pacific coast of the United States. Journ. of Marine Research, v. 2, 1939.
11. Marmer H. A. Mean sea-level in Physics of the earth, vol. 2, Not. Res. Council. Bull., 78, 1931.
12. Penck A. Morphologie der Erdoberfläche. II, 1894.
13. Penck, A. Theorie der Bewegung der Strandlinie. Berlin, 1934.
14. Suess, E. Antlitz der Erde, Bd. II, 1888.
15. Tsuboi C. Deformations of the Earth's crust as disclosed by geodetic measurments. Ergebnisse der Kosmischen Physik, Bd. IV. Leipzig, 1939.
16. Woodworth, R. W. Tides in southeast Alaska, U. S. coast. geod. Survey. Spec. Publ., N° 127, 1927.

Н. И. НИКОЛАЕВ

# К ИСТОРИИ УСТАНОВЛЕНИЯ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СКАНДИНАВИИ

Территория Скандинавии считается классической страной для изучения колебательных движений земной коры. Именно в этой области были сделаны первые указания на поднятия берегов. Поэтому представляет большой интерес выявить историю и развитие наших представлений о новейшей тектонике.

Впервые на понижение уровня Балтийского моря было обращено внимание Урбахом Хьярисом (Urbah Hjärue) в 1702 г. в работе, посвященной озерам и источникам Швеции. Это изменение уровня объяснялось автором изменением давления паров в резервуаре, находящемся внутри Земли, перемещением воды в породах, которые и влияли на колебания уровня моря. Общее понижение уровня Хьярис объяснял углублением проливов, соединяющих Балтийское море с Северным, — эрозией, благодаря чему уровень Балтийского моря, находящийся выше, постепенно понижается до уровня океана. Позже к этим взглядам присоединился Гисслер, но он колебания уровня моря рассматривал как следствие изменения атмосферного давления.

Двадцать лет спустя, снова констатируя постоянное понижение уровня Балтийского моря, Сведенборг (Swedenborg), объясняет его увеличением скорости вращения Земли, благодаря чему вода из полярных областей убывает к экватору.

В 1731 г. для наблюдения за уровнем моря Шведской Академией наук была нанесена первая марка, которая впоследствии неоднократно стиралась вновь. Исследования этих марок с указаниями стояния уровня моря, начиная с 1654 г., позволили установить и скорость поднятия (Гавелин [16]).

Несколько лет спустя упсальский профессор Цельсий и знаменитый ботаник Линней начали путешествие вдоль побережья Швеции, чтобы собрать материал по вопросу о колебании уровня моря. В результате и они приходят к выводу о его постоянном понижении. Эти ученые изложили теорию, согласно которой данное понижение объяснили уменьшением количества воды благодаря испарению, потреблению растениями и т. д. Они даже высчитали, что уровень Балтийского моря понижается на 4—5 футов (120—150 см) в столетие.

Разрабатывая эту теорию далее, Далин (Dalins) приходит к выводу, что в начале культурной эпохи Швеция состояла из отдельных островов. Это заключение шло вразрез с учением церкви, и в 1747 г. на торжественном заседании рикстага духовенство объявило учение Цельсия еретическим и прокляло приверженцев этой теории. Вскоре после этого Бровалиус (Brovallius) выступил с якобы неоспоримым доказательством, что теория уменьшения воды противоречит историческим фактам. После этого все споры надолго прекратились.

Только в 1765 г. землемер Отто Руneберг (O. Runeberg) снова возвращается к этому вопросу, рассматривая его, однако, совсем иначе.

Обычно перемещение береговой линии связывали с понижением уровня моря. Руneберг же считал, что это явление объясняется медленным непрерывным поднятием земной коры — взгляд, который несколько ранее высказывался М. В. Ломоносовым. Так в геологической истории появилась замечательная мысль, которая позднее заменила теорию Хья-

риса — обмеления Балтийского моря и теорию Цельсия — уменьшения количества воды.

Теория Рунеберга долго не находила сочувствия среди современников, и лишь спустя 30 лет вначале Плейфер (в 1802 г.), а позднее Леопольд фон Бух примкнули к этой точке зрения. Последний исследователь на основании наблюдений, произведенных им во время путешествия по Швеции, Норвегии и Финляндии, пришел к выводу о том, что материк, окружающий Балтику, подвержен медленному поднятию «от Фридрихсгальде до Або и может быть до Петербурга». При этом он отмечал, что «Швеция поднималась более Норвегии, и притом северная ее часть более южной».

Чарльз Ляйэлль указывает, что фон Бух был первым геологом, который после личного осмотра высказался в пользу поднятия земной коры в Скандинавии. После же опубликования исследований самого Ч. Ляйэлля в 1835 г. этот взгляд сделался общераспространенным. Его работа (русский перевод — [4]) «Основные начала геологии», написанная в середине прошлого столетия, с точки зрения описания фактов по новейшим движениям земной коры в пределах Скандинавии, остается вполне свежей, не потерявшей своего значения и в настоящее время. Им посвящена XXX глава второго тома (Поднятие и оседание Земли, происходящее без землетрясения).

Несколько позже, в 1848 г., геолог Р. Чемберс (R. Chambers) предложил заменить термин — поднятие и опускание материка — нейтральным термином — перемещение (сдвиг) береговой линии; последний термин постепенно укореняется в литературе.

С началом исследований ледниковых отложений Скандинавии (1840 г.) появляются мысли о связи вертикальных движений земной коры и перемещений береговых линий с оледенениями. Наиболее определенно эту мысль изложил в 1882 г. Джемсон (Jamiĕson). Как известно, эта идея позднее получила признание и разработку у многочисленных исследователей — русских, А. П. Нифантов, И. В. Мушкетов, Г. Ф. Мирчинк, К. К. Марков, шведских, финских, немецких и др. (де Геер, Саурамо, А. Пенк, Зергель, Борн и мн. др.).

Обобщение наблюдений над реперами в 1880 г. было дано Хольмстромом (Holmström), который считает установленным факт перемещения береговой линии не только Балтики, но и Каттегата, причем этот сдвиг всегда имеет отрицательный знак. Величина перемещения меняется как во времени, так и в пространстве: последний максимум относился к половине XVIII в.; с тех пор темп перемещения береговой линии стал более слабым.

Однако взгляд на перемещение береговой линии как функции систематических изменений уровня моря находил сторонников и после Хьяриса и Цельсия. Так, в 1792 г. Норденанкарр (Nordenankarr) и в 1888 г. Хольмстром высказывали мысль, что уровень Балтийского моря, находящийся выше уровня океана, вследствие стесненного стока воды через пролив постепенно сравнивается с уровнем океана. Этот взгляд стал особенно популярным после того, как к нему присоединился в своем труде «Das Antlitz der Erde» Э. Зюсс [19]. Подвергнув критическому разбору данные (и геологические, и гидрометрические), Зюсс связал перемещение береговой линии Балтийского моря с климатическими и гидрохимическими факторами. Он категорически отвергает поднятие земной коры и дает объяснение, как и его предшественник, недостаточным поступлением

воды в Балтийское море и постоянным эвстатическим понижением его уровня.

Как известно, после этого работы Брюкнера, А. Пенка, Зигера и многих других отвергли наличие климатических изменений, которые могли бы оправдать взгляды Э. Зюсса. Исследования озер Швеции, произведенные А. Валленом и другими, показали, что вековое убывание уровня их лишь отчасти может быть объяснено климатическими факторами, главным же образом представляют функцию геологических процессов. Это хорошо было показано на озерах территории СССР в пределах рассматриваемого района Г. Ю. Верещагиным [1, 2] и др.

Воззрения Э. Зюсса были окончательно опровергнуты многочисленными исследованиями де Геера, Рамсея, Саурамо, Мунто и мн. др.

Теория, объясняющая колебания уровня Балтийского моря вековым поднятием материка, получила поддержку в исследовании, принадлежащем Р. Виттингу [20]. Он устанавливает современные движения земной коры, давая им определенную количественную характеристику. Последние известные мне работы, посвященные обработке гидрометрических водомерных наблюдений, принадлежат Я. Битису [13] и Б. Гутенбергу [15]. Применяя оригинальный метод пересчета, учитывая климатические, эвстатические и космические факторы, влияющие на поведение уровня моря, первый из указанных авторов дал новую схему современных движений земной коры Балтики, отличающуюся от аналогичной схемы Виттинга. Иной метод применил Б. Гутенберг, который также составил схему новейших движений этой же территории, вызывающую, однако, ряд замечаний (Николаев [10]).

В настоящее время господствует взгляд, что движения земной коры в пределах Скандинавии и прилегающих участков связаны с влиянием нагрузки и разгрузки ледяных масс в ледниковые и межледниковые эпохи. Особенно энергично данные представления в многочисленных статьях отстаивает Б. Л. Личков [5,6], привлекающий учение об изостазии для объяснения всех особенностей и механизма движений земной коры. Из указанных исходных положений следует и основной вывод, который делает данный автор о зональности проявления эпейрогенических движений и о причине этих движений, заключающейся в оледенениях. Критику этих представлений дали Г. Ф. Мирчинк [7] и, в последнее время, автор [9].

Помимо колебательных движений земной коры, в пределах Скандинавии для разных мест указываются также и новейшие тектонические разломы, нередко отражающиеся и на морфологии страны (Земляков, Панов, Седерхольм Таннер и др.).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Верещагин Г. Ю. Положительное и отрицательное движение береговой линии на оз. Сегозере. Гос. гидрол. ин-т. Тр. Олонецкой научн. экспед., ч. III, вып. 1, Л., 1926.
2. Верещагин Г. Ю. К вопросу о неравномерности поднятия берегов Онежского озера. Гос. гидрол. ин-т. Тр. Олонецкой научн. экспед., ч. III, вып. 2, Л., 1931.
3. Земляков Б. Ф. Четвертичная геология Карелии. Петрозаводск, 1936.
4. Ляйэлль Ч. Основные начала геологии, М., 1866.
5. Личков Б. Л. О поясах полесий и происхождении рельефа Русской равнины. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1944.
6. Личков Б. Л. Об эпирогенических движениях земной коры на Русской равнине. Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 10, 1934.
7. Мирчинк Г. Ф. Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода. Тр. II МК АИЧП. вып. 2. 1933.

8. Мушкетовы И. В. и Д. И. Физическая геология, т. I, 1935.
9. Николаев Н. И. Основные представления о новейшей тектонике Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., в. 2, 1947.
10. Николаев Н. И. Новейшие тектонические движения и эвстатические колебания океанического уровня, Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 12, 1948, стр. 86.
11. Попов Д. Г. Четвертичная тектоника восточного Мурмана и связанные с ней проблемы. Тр. Сов. секции МКАИЧП, вып. IV, 1939.
12. Рундо А. М. Балтийское море в представлении гидрологов ныне и двести лет тому назад. Пг., 1922.
13. Bikis J. Zemes garozos kustibu ietekme precizäs limhetošanas darbos Balttjas juras piekraste. Lotujas Universt. Riga, 1940.
14. Bergsten F. Changes of level on the coasts of Sweden. Geogr. Annal., H. I. Stockholm, 1930.
15. Gutenberg B. Changes in sea-level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior. Bull. of the Geol. society of America, vol. 52, N° 5, 1941.
16. Gavelin A. Excursion from Boliden to Övertorneå. Intern. Union Geod. Geophys. 4th Gen. Assembly. Stockholm, 1930.
17. Jamieson T. On the cause of the depression and re-elevation of the land during the glacial period. Geol. Mag., v. 9, 1882.
18. Runeberg O. Anmärkningar om några förändringar på jordytetern etc. Hangl., 1765.
19. Suess E. Das Antlitz der Erde, Bd. II, 1888.
20. Witting R. Hafsytan. Geoidytan och landhöjningen utmed Baltiske hafvet och vid Nordsgön. Fennia, v. 39, N° 5, 1918.

---

Б. Ф. ПЕТРОВ

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ РЕЛЬЕФА БАРАБЫ

Под именем Барабы известна широкая полоса Обь-Иртышского междуречья, ограниченная на севере тайгой и болотами Нарыма и Васюганья и на юге переходящая постепенно в сухие степи Кулунды. Обладая равнинным рельефом, свойственным всей Западной Сибири, Бараба также имеет и весьма оригинальные рельефные формы, известные под именем Барабинских грив. Ближайшими районами с гривным рельефом в Западной Сибири являются части междуречья Ишим-Иртыш (Тюкалинский район Омской области).

Гривы Барабы обнаруживают значительное сходство с Бэровыми буграми Северного Прикаспия.

Исследователи неоднократно проявляли интерес к этим образованиям и давали объяснения его происхождения.

А. Ф. Миддендорф в 1871 г. высказал мысль, что Бараба более всего напоминает намывные части маршей Северного моря; Бараба — «бесспорно мало изменившееся дно морское» [6, стр. 40]. Но «может быть, — говорит автор, — в образовании морских ватт Барабы участвовала значительная пресноводная река». Позднее, Г. И. Танфильев [9] объяснял генезис основных форм рельефа Барабы размывом талыми водами ледников, стекавшими на юго-запад. Сходное объяснение давали А. И. Хаинский и другие авторы.

В ряде работ, посвященных геоморфологии Обь-Иртышского междуречья, И. П. Герасимов рассматривает районы Барабы, с гривным рельефом как четвертичные дельтово-террасовые равнины, образованные пу-

тем погребения под новейшим аллювием долин и равнин более древнего возраста («Кулундинско-Барабинская гривная равнина, лощины стока». И. П. Герасимов [4]).

Из приведенных ссылок видно, что большинством исследователей генезис главных форм рельефа Барабы связывался с аккумулятивной деятельностью речных или флювиогляциальных потоков. Наряду с этим была выдвинута гипотеза эолового происхождения грив Западной Сибири как своеобразных дюн, вытянутых с юго-запада на северо-восток параллельно господствующим ветрам (Балабай [1], Сперанский [8]).

В настоящей краткой заметке мы хотим сообщить новый фактический материал по геоморфологии Барабы, позволяющий с большей определенностью считать гривы Барабы дельтовыми аккумулятивными образованиями.

## ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

На основании личных исследований южных районов Барабы и многочисленных геологических, топографических и почвенных материалов, мы составили схематическую геоморфологическую карту Барабы и прилегающих территорий (фиг. 1). На этой карте с возможной точностью были нанесены (в масштабе карты) все гривы, а также другие, более крупные геоморфологические единицы.

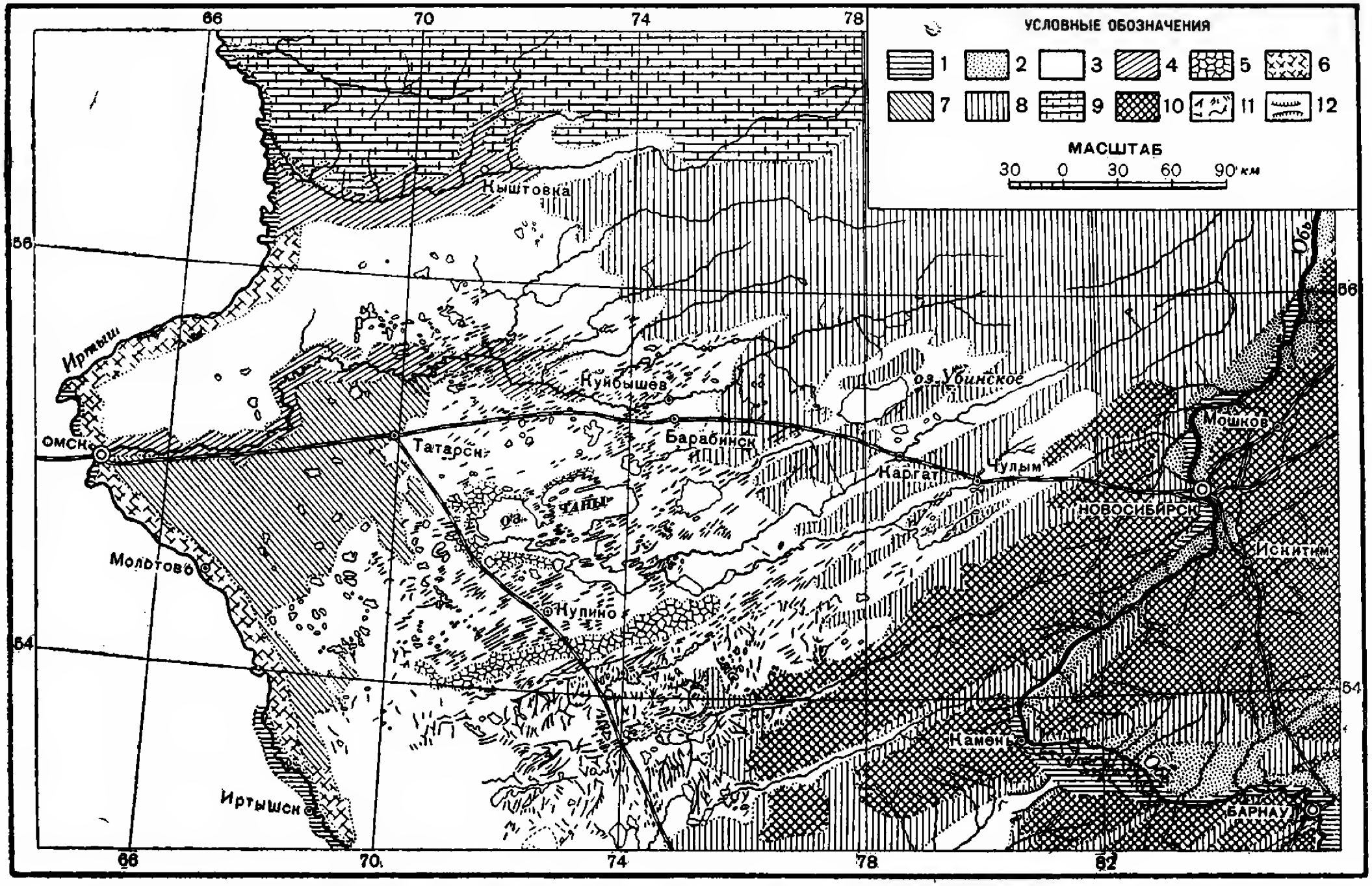
Рассматривая карту, мы видим, что основную площадь занимает область молодого погружения — Барабинская депрессия, которой целиком и свойственен гривный рельеф. При более детальном рассмотрении оказывается, что эта большая депрессия разделяется слабо выраженными водоразделами на более мелкие бассейны, в которые впадали древние реки, дававшие характерные дельты. Наиболее типично выражена древняя дельта в районе низовий рр. Карасук и Баган.

В других местах Барабы таких типичных дельт нет, гривы постепенно расплываются, снижаются к западу и исчезают среди низких солонцовых равнин. Для этих мест можно предполагать наличие в прошлом крупных проточных озер, на дне которых и происходило формирование грив. исчезавших в местах, где происходило ослабление течения.

Возраст гривной равнины Барабы приблизительно может быть датирован возрастом синхроничных террас рр. Оби и Иртыша. По наблюдениям в сквозной долине Приобского плато у г. Камня нами установлено, что с гривной равниной сливаются отложения третьей террасы (боровой 20—25 м) р. Оби. Этот факт говорит о сравнительной молодости рельефа и отложений Кулундинско-Барабинской гривной равнины.

Более древний возраст будут иметь окружающие Барабу пространства: Васюганское и Приобское плато, Прииртышская равнина, районы северо-востока Барабы. Они в это время подвергались некоторым поднятиям и расчленению и вышли уже из сферы аккумуляции. Наиболее значительные по размаху движения происходили в районе Приобского плато, о чем говорит глубокий врез р. Оби в четвертичные отложения и подъем уровней молодых террас (третьей и четвертой). Указанные соотношения поверхностей различного характера в Барабе иллюстрируются приложенной геоморфологической картой.

Следовательно, общая структура поверхности Барабы, равно как и особенности распределения грив, говорят о водно-аккумулятивном и водно-эрозионном происхождении большинства площадей.

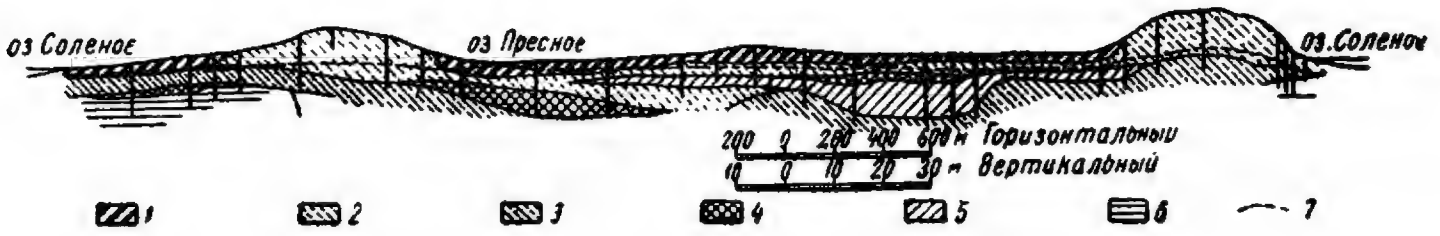



Фиг. 1. Схематическая геоморфологическая карта Барабы.

*1* — пойменная и первая надпойменная террасы рр. Оби и Иртыша; 2 — третья, или боровая, терраса р. Оби; *3* — озерно-аллювиальная гривная равнина Барабинской депрессии; *4* — приречные дренированные зоны и увалы рр. Оми и Тары; *5* — останцовые водораздельные поверхности среди Барабинской депрессии; *6* — прииртышский увал; *7* — прииртышская равнина; *8* — четвертая терраса рр. Оби и Иртыша и синхроничные (?) водораздельные равнины северо-востока Барабы; *9* — Васюганское плато; *10* — Приобское плато; *11* — гривы Барабы; *12* — сквозные долины (у. г. Камня);

## СТРОЕНИЕ ГРИВ

Размеры грив в районе Барабы самые разнообразные. Есть гривы, достигающие длины 10—20 км, ширины до 1 км и высоты 6—10 м. Другие гривы имеют более мелкие размеры. Форма грив не всегда прямолинейная; значительное число грив имеет в плане несколько изогнутые очертания, а иногда и причудливую вытянутую форму, как это хорошо видно на приложенной карте. Площадь грив в большинстве мест уступает площади межгривных равнин, но кое-где гривы сгущаются, и остается мало места для межгривных понижений (например, дельта Карасука-Багана). Гривы высятся среди совершенно плоских межгривных равнин в виде островов.




Фиг. 2. Разрез через гривы и межгривные понижения в Купинском районе. По П. Михайлову.

1 — делювиальный средний суглинок серого и бурого цвета: 2 — легкий суглинок желтого цвета; 3 — супесь серого цвета; 4 — тяжелый суглинок; 5 — средний суглинок голубовато-серого цвета; 6 — глина; 7 — уровень грунтовых вод. Вертикальные линии — скважины.

Соотношение между осадками грив и межгривных понижений видно из фиг. 2, составленной по результатам бурения гидрогеолога П. П. Михайлова (Ново-Сибирское геологическое управление). Эти, равно как и другие, материалы показывают слоистый, пестрый характер осадков. При этом, как правило, гривы имеют значительно более грубые осадки, чем равнины.

Отложения грив на юге Барабы представлены большей частью супесями или легкими грубыми суглинками с участием некоторого количества крупного песка и гравия. Гривы северных и центральных районов более тяжелы и с меньшей примесью грубых частиц. Отложения остальных районов представлены большей частью более однородными суглинками и глинами иловатого или пылеватого состава.

Таким образом, наблюдения над строением и составом грив не позволяют признать их ни дюнами, ни другими эоловыми образованиями.

Задача дальнейших геоморфологических исследований в Барабе заключается в точном установлении возраста различных серий четвертичных осадков и последовательности развития рельефа Барабы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Балабай Я. Я. Происхождение гривного рельефа Западно-Сибирской низменности. Землеведение, XXXVIII, вып. 1, 1936.
2. Борисов А. А. Очерк структуры Западно-Сибирской низменности. Изв. АН, сер. геол., № 3, 1944.
3. Герасимов И. П. К истории развития рельефа Обь-Иртышской равнины. Иссл. подземн. вод СССР, вып. V, 1934.
4. Герасимов И. П. Основные вопросы геоморфологии и палеографии Западно-Сибирской низменности. Изв. АН, сер. геогр. и геоф., 1940.
5. Громов В. И. Материалы по геологии Омско-Барабинского района. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 28, геол. сер., № 8, 1940.

6. Миддендорф А. Ф. Бараба. Прил. к XIX тому Зап. имп. Ак. наук, № 2, СПб., 1871.
7. Петров Б. Ф. Карта почв южной части Барабинской степи. Почвоведение, 5—6, 1945.
8. Сперанский Б. Ф. Предварительные геологические результаты работ съемочных партий Западно-Сибирского геологического управления с 1940 г. Вестн. ЗСГУ, вып. 6, 1940; то же за 1939 г., вып. 6.
9. Танфильев Г. И. Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа. СПб., 1902.

А. П. ОКЛАДНИКОВ

# ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЕ НАХОДКИ НА р. ЛЕНЕ

Большая часть палеолитических памятников, известных к 1940 г. на территории Сибири, расположена в бассейнах Енисея, Ангары и Селенги. Значительно меньше их обнаружено в бассейне Оби.

До недавнего времени палеолитические поселения вовсе не были отмечены в археологической литературе для бассейна четвертой крупнейшей реки Сибири — Лены. Тем не менее, палеолитический человек существовал и на Лене. Еще в 1927 г. автор данного сообщения обнаружил в долине небольшой речки Бирюльки, впадающей справа в Лену вблизи села того же названия (в 18 км выше Качуга), ряд бесспорно палеолитических по их морфологическому облику каменных изделий. Это были характерные крупные скребла с выпуклым рабочим краем, призматические нуклеусы, отбойник из гальки и одно оригинальное изделие типа «нуклеуса-скребка», служившее скорее всего рубящим орудием. Все эти предметы собраны были на старинной сильно размытой дождевыми потоками пашне в местности Пономарево, близ с. Залог, на высокой древней террасе (высотою более 60 м). Вместе с каменными изделиями здесь же оказались мелкие, сильно выветрившиеся обломки костей крупных животных.[1]

В 1941 г., когда Ленской историко-археологической экспедицией Института истории материальной культуры АН СССР и Научно-исследовательским якутским институтом литературы и истории было осуществлено обследование археологических памятников всех видов вдоль берегов Лены на протяжении Малые Голы — г. Якутск, здесь были обнаружены новые палеолитические памятники. Это были стоянки вблизи дд. Макарово, Шишкино, около Омолоя, в пределах Иркутской области, а затем и еще дальше на север, на территории Якутской АССР: около селения Нюя, по р. Мархе, у пос. Мархачан и в некоторых других пунктах.

В 1944 г., после двух лет исследований на Нижней Лене, между г. Якутском и дельтой Лены (о. Тиит-Арыы) работы экспедиции вновь были продолжены в районе гг. Киренск — Якутск.[2]

---

[1] А. П. Окладников. Первая палеолитическая находка в бассейне Лены (Пономаревская стоянка). Краткие сообщения ИИМК, вып. XII, М. — Л., 1946, стр. 7—9.

[2] А. П. Окладников. Исторический путь народов Якутии. Якутск, 1943. А. П. Окладников. Далекое прошлое Якутии. Якутск, 1945 (на якутск. яз.). А. П. Окладников. Ленские древности, вып. 1. Отчет об археологических исследованиях в низовьях р. Лены (Якутск, Жиганск) в 1942 и 1943 гг. Якутск, 1945. А. П. Окладников. Ленские древности, вып. 2. Отчет об археологических исследованиях на Нижней Лене от Жиганска до Кумахсурта в 1942 и 1943 гг. Якутск, 1946.

Исследования 1944 г. дали новый дополнительный материал для характеристики ранее выявленных палеолитических памятников Ленского края. Были также найдены и новые, весьма интересные по характеру находок и геологическим условиям палеолитические поселения: около дер. Частинской, ниже Киренска, вблизи г. Олекминска и в других пунктах.

В настоящее время на Лене известны следующие палеолитические поселения:

1. Стоянка в местности Пономарево на рч. Бирюльке, около с. Залог. Найдены скребла, отбойник, нуклеус-скребок и другие изделия из кремня и зеленой яшмовидной породы.

2. Долина р. Манзурки, левого притока Лены, на второй надпойменной террасе около участка Степно-Балтайского, высотою около 8—12 м. Обнаружены единичные каменные орудия палеолитического типа.

3. На правом скалистом мысу р. Манзурки при впадении ее в Лену, в местности Хабсагай. Найдены отпечатки и единичные изделия палеолитического типа. Мыс этот представляет надпойменную террасу высотою около 20 м.

4. На правом берегу р. Лены, вблизи дер. Макарово, в 15 км ниже Качуга. Палеолитическое поселение связано здесь с надпойменной террасой высотой около 8 м. Культурные остатки залегают в лёссовидном желтоватом суглинке. Они связаны были с устроенным из плит красного песчаника очагом типа описанных для позднепалеолитических стоянок на среднем Енисее. Из палеолитических изделий здесь встречены характерные позднепалеолитические скребловидные инструменты. Там же встречены обломки костей животных.

5. На правом берегу р. Лены, вблизи д. Тишкино, в устье ручья, впадающего в Лену ниже скал. Палеолитические изделия — нуклеусы, отщепы, скребла и скребки — залегали в слое желтого лёссовидного суглинка на террасе 6—8 м высоты. Вместе с каменными изделиями были встречены и мелкие обломки костей животных.

6. Ниже дер. Шишкино, в 1—2 км по правому берегу Лены. На 6—8-м террасе отмечены такие же, как в Макарове, очаги из камней и прослойки пепла.

7. Вблизи дер. Куртухай, на правом берегу р. Лены, в местности, называющейся Никольский Ручей, зарегистрирован выход культурного слоя на глубине 2.5—3 м от поверхности; в нем встречены кости животных и отщепы.

8. На правом берегу р. Лены, в 5 км ниже дер. Потаповой (выше Усть-кута, между Омолаем и Боярской). В обнажении 8—10-м террасы у сухого Водянишного Ручья на глубине около метра в слое палевого суглинка с раковинами наземных моллюсков прослежен очажный слой, в котором оказались раздробленные кости животных с надрезами и отщепы из зеленокаменной породы.

9. В обнажении высокой надпойменной террасы (15—20 м) на левом берегу р. Лены, в 1 км выше дер. Мироново. На глубине 5 м в слоистой супеси, подстилающей лёссовидный суглинок in situ обнаружены кости мамонта (нижняя челюсть, бивень, лопатки и другие части скелета), а также кости лошади, мелких животных и мелкие раковины. Все трубчатые кости разбиты. Может быть, это следы временного палеолитического стойбища.

10. На левом берегу Лены, в 3—2.5 км выше д. Коршуново (в 8—10 км ниже д. Мутино). В обнажении 8—10-м террасы встречены палеолитические изделия, в том числе крупное скребло характерных очертаний и специфической для сибирского палеолита техники. Там же найдены древние очаги, сложенные из камней.

11. На левом берегу р. Лены, в 1—1.5 км выше дер. Частинской. На сниженной и сильно размытой с поверхности части 15—25-м надпойменной террасы установлено наличие хорошо выраженного палеолитического слоя с каменными изделиями и остатками четвертичной фауны. Культурный слой залегал на глубине 1.2 м от поверхности в толще переслаивающегося песка и суглинка. Он был густо окрашен частицами древесного угля и содержал очажные камни, около которых найдены отщепы, ножевидные пластины и скребла. Материалом для изготовления каменных орудий служили кварцит, зеленокаменная порода и, реже, кремень. Из фаунистических остатков В. И. Громов определил зубы волосатого носорога и дикой лошади.

12. На левом берегу р. Лены, ниже дер. Частинской, за караульным пунктом. В обнажении 8—10-м террасы, сложенной желтоватым суглинком и супесью, на глубине 50—70 см, встречаются линзовидные углистые включения, в одном из которых оказалась совершенно разрушенная кость животного. Там же поднято характерное скребловидное орудие из зеленокаменной породы.

13. 2.5 км ниже дер. Частинской, по левому берегу Лены. На осыпи 8—20-м террасы найдены отщепы и крупное рубящее орудие палеолитического типа.

14. В 8—9 км ниже дер. Пьянобыковской, на левом берегу Лены. В обнажении 8—10-м террасы на глубине 1 м в супеси найдена in situ кость крупного животного. Поблизости оказались отщепы и ножевидные пластины. Отщепы из зеленокаменной породы, с грубой ретушью.

15. На левом берегу р. Лены, в 0.5 км выше дер. Дубровино. На 25—30-м террасе, сложенной в основании крупными валунами и выше галечниками, в слое желтой супеси на глубине 1 м найдены многочисленные отщепы палеолитического облика из кварцита и зеленокаменной породы.

16. В 10 км ниже дер. Курейской и в 5 км ниже дер. Солянки, на левом берегу р. Лены. В осыпи надпойменной террасы найдены отщепы палеолитического облика, и там же, на глубине 1.75 м, прослежена углистая прослойка.

17. В 4—5 км ниже дер. Солянской на левом берегу Лены. В осыпи обнаружены оббитые гальки палеолитического облика, и на глубине около 1 м от поверхности в слое супеси — углистый слой.

18. В сел. Витим. В обнажении высокой (около 25 м) надпойменной террасы, на глубине 1.5 м от поверхности, в супеси, замечена очажная прослойка, с которой связан обломок кости крупного животного, вероятно, носорога или мамонта.

19. На левом берегу Лены, в 5—3 км выше сел. Хаира. На террасе высотою 12—15 м поднято крупное каменное изделие палеолитического облика.

20. В 3—4 км ниже дер. Гатамайской, на левом берегу. В останце надпойменной террасы встречены отщепы зеленокаменной породы и кварцита, а также одно орудие типа нуклеуса-скребка.

21. На левом берегу р. Лены, в 3—5 км выше с. Нюя. На высокой надпойменной террасе под дюнным валом в слое погребенной супеси

встречены многочисленные отщепы из зеленокаменной породы, кварцита и кремня, а также одно большое топоровидное изделие из гальки, скребло палеолитического типа из черного кремня.

22. В дер. Точильной, на левом берегу Лены. На склоне второй надпойменной террасы (около 15 м) поднято крупное изделие палеолитического облика, изготовленное из черной речной гальки.

23. В 6 км ниже г. Олекминска и в 2 км выше пос. Дабан, по левому берегу Лены. На 20—25-м надпойменной террасе, на глубине около 60 см, в светложелтой супеси обнаружены очажные камни, отщепы и каменные орудия палеолитического характера, изготовленные из зеленокаменной породы, кварцита и кремня. Остеологический материал исчерпывается одним сильно разрушенным обломком кости.

24. В долине р. Мархи, левого притока Лены, в 120 км вверх от ее устья, около пос. Саплык. У тропы найдено крупное изделие палеолитического облика.

25. На горе Буор-Хая, у пос. Мархачан. На старой пашне собраны палеолитические изделия из кремня: крупное скребло, нуклевидные, типа рабо, орудия и отщепы. Буор-Хая представляет собою высокую, до 60 м высотою, древнюю террасу, в обнажении которой выступают кембрийские известняки, прикрытые тонким плащом лёссовидного суглинка. С этим суглинком и связаны палеолитические изделия, а также немногочисленные обломки костей крупных животных.

Особо должно быть отмечено замечательное изображение дикой лошади, обнаруженное мною весной 1941 г. на одной из скал у дер. Шишкино, поблизости от палеолитической стоянки. Крупный, почти в натуральную величину рисунок, выполненный широкими полосами красной охры, реалистически передает общие очертания грузного тела жеребца, ближе всего напоминающего лошадь Пржевальского. У меня нет сомнений в его глубокой, палеолитической древности.

Таким образом, палеолитические памятники в долине Лены распространены на обширном ее пространстве от с. Бирюльского на юге дер. Мархачан — ниже Олекминска на севере. Они концентрируются при этом тремя территориальными группами. Первая группа — верхнеленская, вторая — киренская, третья — нюйская и олекминская.

В хронологическом отношении самым древним палеолитическим поселением на Лене следует признать стоянку Частинскую, по времени, должно быть, весьма близкую к Мальте и Бурети, древнейшим палеолитическим поселениям Сибири. За ней следуют стоянки Пономаревская и Мархачан. Самыми поздними будут стоянки типа Макаровской на Верхней Лене, Дабан и Нюя на Средней Лене. Существовали ли палеолитические поселения на Лене севернее Мархачана, неизвестно; может быть, это и был северный предел расселения палеолитического человека в Якутии.

Но, во всяком случае, достойно быть особо отмеченным, что стоянки Якутии — в данное время самые северные собственно палеолитические памятники Сибири и Восточной Европы; стоянка Мархачан и другие, соседние с ней, лежат значительно севернее Островской стоянки в устье Чусовой, расположенной далее всего на север по сравнению с другими палеолитическими памятниками на территории Советского Союза.

Н. А. ГВОЗДЕЦКИЙ и М. В. МУРАТОВ

# НАБЛЮДЕНИЯ НАД СОВРЕМЕННЫМИ ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ В БАССЕЙНАХ ХАСАУТА И ЭШКАКОНА

(*Северный Кавказ*)

Быстрые, катастрофические изменения земной поверхности особенно часто можно наблюдать в горных районах. Мы опишем несколько явлений, с которыми нам пришлось встретиться во время работы в центральной части северного склона Кавказского хребта. Работы проводились экспедицией Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, выполнявшей геологические и геоморфологические исследования в связи с комплексным изучением района Кавказских Минеральных вод. Отметим также общие особенности современного развития рельефа этой области.

Наблюдения относятся к долине р. Хасаут (левый приток Малки), ограничивающей с юга уступ высокой куесты, сложенной юрскими породами и называемой обычно Скалистым хребтом, и к верховью р. Эшкакон (правый приток Подкумка), разрезающей поперек эту куесту. Долина Эшкакона отделяется от верховья Хасаута южным выступом Скалистого хребта — плато Бермамыт (вершина Большого Бермамыта — 2591 м), хорошо известным многим по экскурсиям в окрестностях Кисловодска.

Долина р. Хасаут в низовье, около прииска Мушт, представляет собой тесное горное ущелье, выработанное в палеозойских кристаллических сланцах. По узкому днищу бурно бежит горный поток. В русле громадные каменные глыбы и валуны, через которые с шумом переливается вода. Над узкими клочками валунной пойменной террасы, или, чаще, прямо над водой поднимаются голые скалистые утесы и крутые откосы, прикрытые грубой каменистой осыпью. Резкость форм, свежесть (невыветрелость) скал, осыпи, характер «аллювия» говорят о весьма энергичных процессах развития рельефа долины. По левому склону долины невысоко над водой тянется карниз дороги на прииск.

В начале августа 1939 г. мы ехали на автомашине из Кисловодска в аул Хасаут. Последняя часть пути шла по долине р. Хасаут. Только что прошли дожди. Перед приискомМушт полотно дороги оказалось подмытым рекой, на площадке пойменной террасы около 30 м шириной пришлось разбить палатку на ночлег. Было организовано поочередное дежурство. Одному из авторов (Н. А. Гвоздецкому) достались ночные часы.

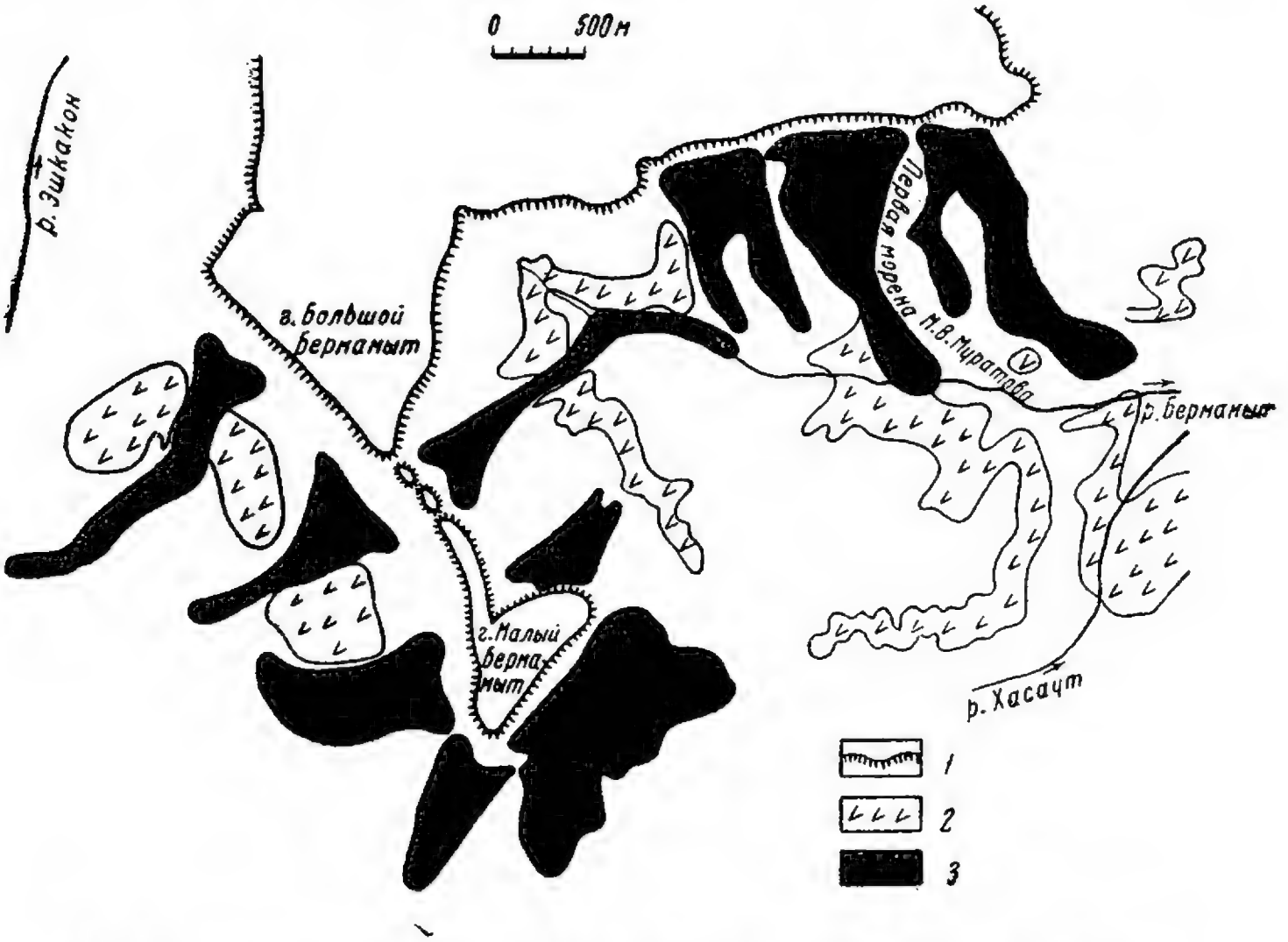
Внезапно где-то вверху послышался гулкий и вместе с тем сильный шум. Шагах в тридцати вверх по долине, на крутом откосе, одна за другой скакали крупные глыбы камней, тяжело падая в воду и на край площадки поймы. На утро в полотнище палатки, обращенном к откосу, мы увидели большую дыру, а в палатке нашли увесистый обломок. На площадке поймы лежали свежеобвалившиеся глыбы кристаллического сланца.

Меньше чем через месяц опять пришлось посетить участок долины р. Хасаут ниже прииска Мушт, после ливневого паводка, еще более сильного. По пути из Хасаута, выше прииска, можно было видеть свежезанесенную песком траву на довольно высоких площадках пойменных террас. За приискомдорога была размыта совершенно. Вместо прежнего одного переезда через реку пришлось переезжать реку раза четыре. От площадки, на которой в ночь с 3-го на 4 августа была разбита палатка и где стояли две автомашины, не осталось и следа. Бурный поток прямо

подмывал коренной склон долины. Мост через Хасаут в Долине Нарзанов был снесен. Площадка возле источников нарзана, на которой мы завтракали, исчезла. Источники были размыты, залиты водой...

Сам облик дикого сланцевого ущелья, с бурным потоком на дне, говорит об энергии современных процессов преобразования рельефа.

Совсем другой геоморфологический ландшафт наблюдается в верховье Хасаута. Здесь рельеф выработан в основном в песчаниках лейаса. Долины обоих истоков Хасаута более широки, более «открыты», чем в среднем течении реки. На склонах под обрывами известняковой стены плато Скалистого хребта местами располагаются холмы и гряды, которые, как нам




Фиг. 1. Схема расположения древних морен по склонам горы Бермамыт. Составил М. В. Муратов (1939 г.).

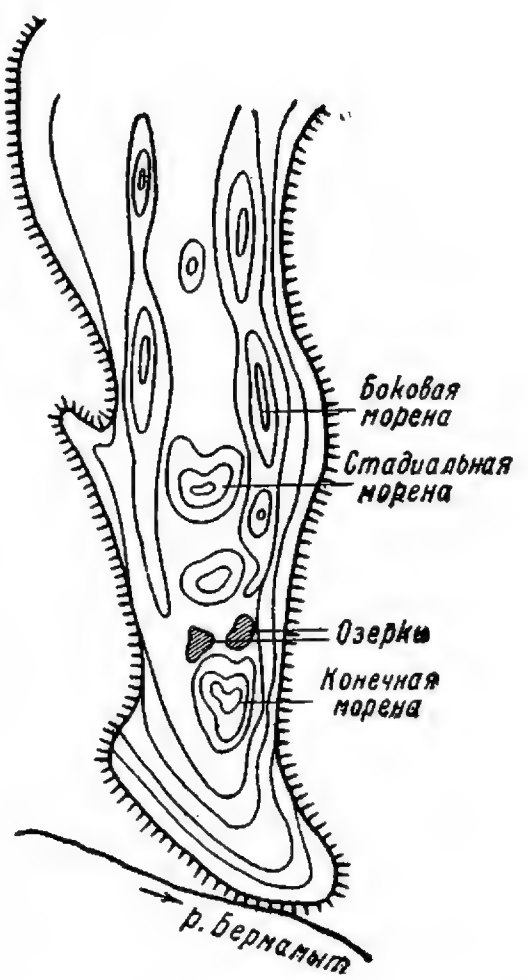
*1* — обрывы верхнеюрских известняков Скалистого хребта; *2* — скалистые выходы диорит-порфиритов; *3* — четвертичные (вюрмские) моренные языки.

удалось установить, являются моренами древних ледников, спускавшихся со стороны плато. Льдом и фирном, видимо, было покрыто все плато Скалистого хребта. А у подножья его обрывов создались сохранившиеся до наших дней огромные ледниковые цирки, из которых ледники, скорее всего типа возрожденных, спускались по более пологому склону вниз в виде ледникового потока. Их морены в виде всхолмленных моренных языков и заполняют сейчас дно долин и оврагов, расходящихся в стороны от массива горы Бермамыт (фиг. 1,2).

На их задернованной поверхности располагаются отдельные громадные глыбы и обломки известняка (фиг. 3). Нагромождение известняковых глыб, всхолмленность склонов говорит об энергичном развитии рельефа в недалеком прошлом (в последнюю ледниковую эпоху) — о мощном переносящем действии льда, грандиозных обвалах и движении промоченных талой водой осыпей. Но сейчас все замерло. Рельеф как

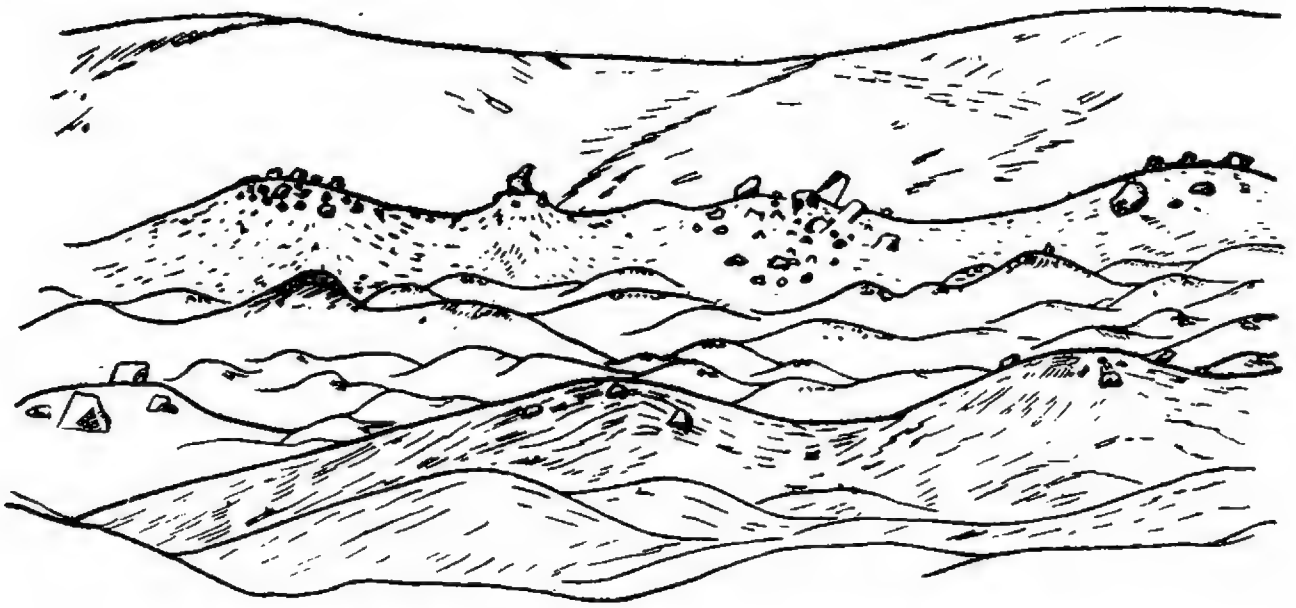
бы законсервирован. Сильная задернованность склонов создает впечатление абсолютного спокойствия и неподвижности. Недаром здесь не только дно долин и балок, но и все их пологие склоны покрыты густым и высоким травянистым покровом и в августе представляют сплошной сенокос. С первого взгляда могло показаться, что эрозия в этом районе вообще прекратилась. Однако наблюдения доказали, что очень энергичные процессы эрозии продолжаются и сейчас. 14 августа 1939 г. одному из нас (М. В. Муратову) пришлось быть застигнутым сильной грозой в маршруте по верховьям р. Хасаут, примерно в 3—4 км выше одноименного аула. Из небольшой пещерки, образовавшейся под обвалившимся от песчаникового утеса огромным камнем, можно было наблюдать совершенно исключительное по интересу зрелище.

На расстоянии нескольких метров от пещерки текла р. Хасаут. Перед дождем можно было без труда перебраться через нее, прыгая с камня на камень и даже не снимая обуви. Как раз напротив пещерки в реку впадал небольшой ручеек, протекавший по боковому довольно глубокому оврагу. После




Фиг. 2. Схема строения в плане конца моренного языка. Первая морена, установленная М. В. Муратовым.

начала ливня река, как и следовало ожи-

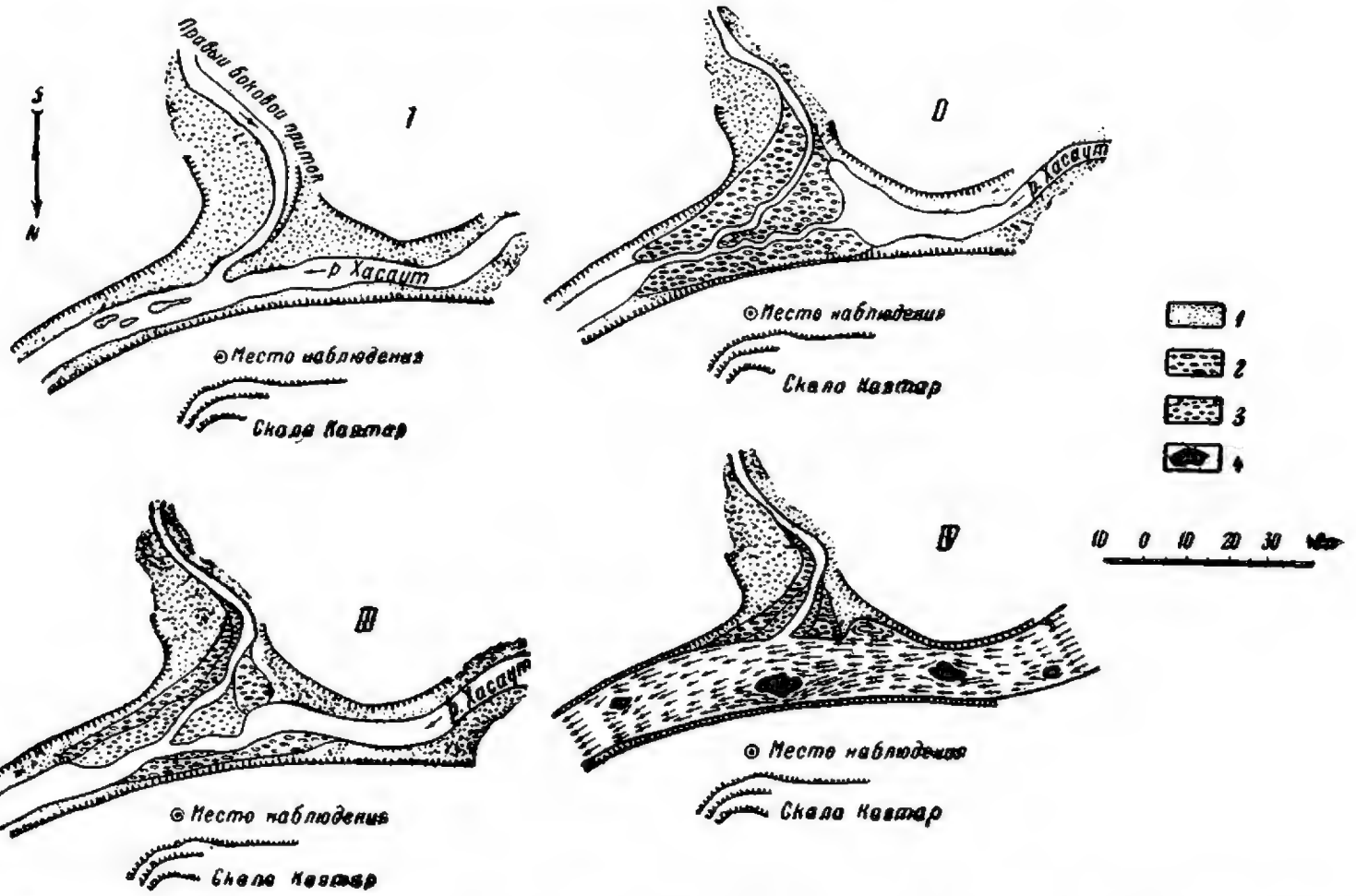


Фиг. 3. Та же морена. Вид сбоку с востока на запад.

дать, быстро вздулась и сделалась буроватого цвета. Вскоре она заполнила все русло, как и всегда во время дождей.

Сильный дождь шел уже больше часа, как вдруг за поворотом ручья, который тоже значительно увеличился и стал желтым, показалось что-то странное: с шумом приближался огромный вал. В одно мгновение этот вал достиг устья ручья. Было видно, что он состоит из буро-желтой полужидкой массы, переполненной валунами, которые плыли, как будто они были из дерева. Достигнув устья, этот селевой поток мгновенно обра-

зовал огромный высокий конус выноса, совершенно запрудивший главную речку, и устремился дальше вниз по ее руслу. Через несколько секунд поток спал и вместе с тем прорезал в только что отложенном конусе выноса глубокий водоток, по которому потекла коричнево-желтая, совершенно непрозрачная грязная вода (фиг. 4).




**Фиг. 4. Схема последовательных изменений устья правого притока верховьев Хасаута во время ливня 14 августа 1939 г.**

*I* — план р. Хасаут у устья правого притока до ливня. *II* — то же после образования притоком мощного конуса выноса у устья правого притока и озеровидного расширения реки. *III* — то же после размыва притоком мощного конуса выноса и отложения конуса меньших размеров. *IV* — то же после размыва конусов силевым потоком р. Хасаут. Условные обозначения: *1* — поймы реки и протока; *2* — отложения первого большого конуса бокового притока; *3* — отложения маленького конуса выноса; *4* — крупные глыбы в русле.

Дальше картина стала изменяться с кинематографической быстротой. Подпруженная главная речка образовала небольшое озерко, затем быстро пропилила подпрудивший ее конус выноса, проделав в нем узкий и извилистый водоток. Озеро спало. Конус выноса уменьшился по площади. Вдруг новая волна бокового притока принесла к устью более мелкий материал, моментально сформировавший новый конус выноса, вложенный внутри размытого старого. Главная речка, опять подпруженная, снова расширилась и затем опять прорвала препятствие. Однако более сильный боковой приток выносил столько материала, что главная речка не успевала с ним справиться; хотя она и сильно разлилась, но по сравнению с бурным боковым притоком, производила скромное и даже жалкое впечатление. Бурный и мутный приток с помощью боковой эрозии быстро расширял свое русло; было видно, как в сотне метров выше устья им подмывались крупные участки склонов, и слагавший их материал мгновенно поглощался мутной водой. В огромном крупновалунном первоотложенном конусе выноса быстро образовался глубокий и широкий водоток, пропиленный потоком, только что его отложившим. Главная речка

впадала в этот бурный грязный, все разрушающий поток, прорезая в этом конусе сравнительно небольшое русло.

Вдруг в верховьях реки послышался глухой шум. Рокоча и усиливаясь, подобно грому, он быстро приближался. По главной речке стремительно спускался такой же вал, как только что виденный в боковом притоке, только раза в четыре выше. Он нес огромные валуны до 0.5—0.7 м в поперечнике, которые буквально плыли на его поверхности.

Пройдя мимо пещерки, этот вал в одно мгновение уничтожил и унес весь огромный конус выноса, отложенный боковым притоком. От него сохранился лишь ничтожный останец в несколько квадратных метров площадью.[1] Грохот, производимый потоком, был оглушителен. Переговариваться, даже крича в ухо, было нельзя. Характерно, что в воздухе сильно запахло глиной. Поток представлял по существу не воду, а жидкую желто-бурую грязь. Огромная масса ее с неослабеваемой силой неслась вслед за передовым валом. Обычные речные валуны, величиной с человеческую голову и крупнее, плыли в нем, как пустые. Более мелкие гальки текли сплошной скрежещущей массой. Через несколько минут грохот усилился, перейдя в настоящий гул. По реке, полупогруженные в грязевой поток, двигались поодиночке — медленно и тяжело — огромные угловатые глыбы. Они на мгновение задерживались, затем чуть-чуть повернувшись, срывались скачком и неслись дальше, производя оглушительный грохот. Одна из последних проползших мимо глыб прочно вклинилась в какое-то препятствие. Она несколько раз поворачивалась, но не поползла дальше. Поток понесся через нее. Огромный вал в несколько метров высотой покрыл ее, образовав стремнину. Как мы увидели через несколько дней, сзади этой застрявшей глыбы (2.5 м в поперечнике и, очевидно, в несколько тонн весом) отложилась как бы коса из крупных валунов. Нам впервые сделалось вполне понятным наличие огромных глыб в русле многих рек нашего района.

Дождь кончился, но поток не унимался. Уничтожая пойму, подмывая берега и срывая мостики, несся он, все сметая на своем пути. Идя вдоль реки, можно было видеть, как огромные участки древних террас, сложенных галечником и суглинками, шириной в несколько метров и высотой в 6—8 м, подмытые потоком, оседали или обваливались и мгновенно поглощались и уносились бурной водой. От тропы, по которой утром шли вверх по реке в маршрут, сохранились жалкие остатки. Приходилось теперь пробираться по склону долины.

Для нас стало совершенно очевидно, что картина задернованности склонов отражает лишь кажущуюся зрелость рельефа. На самом деле процессы эрозии работают весьма энергично. Они только захватывают не всю площадь района. Областями (зонами) энергичного размыва являются водосборы и осевые части речных долин, верховья отдельных балок, в устьях которых бывают нагромождены свежие конусы выноса обломков пород.

Происходит сейчас и постепенное разрушение известняковой стены Скалистого хребта.

В основании известнякового обрыва протягивается полоса свежих ссыпных конусов, располагающихся под круто падающими рытвинами в скалах известняковой стены.

---

[1] Мы его наблюдали и потом, через несколько дней, еще раз удивляясь, как такой огромный конус сформировался в несколько мгновений и столь же быстро был уничтожен. Высота его поверхности над поймой реки была около 4 м.

Между щебенчатыми откосами — конусами в основании стены, располагаются скопления огромных свежеобвалившихся глыб известняка — «хаосы». Отделение глыб происходило не только за счет процессов физического выветривания, но, может быть, даже в большей мере, за счет расширения трещин в краю известнякового массива путем химического растворения породы.

Эти процессы разрушения известняковой стены проходят в настоящее время довольно энергично, хотя, повидимому, в более слабой степени, чем в ледниковый период.

Верховье долины р. Эшкакон выработано также в песчаниках лейаса, которые, кстати сказать, переслаиваются пачками песчанистых сланцев, часто угленосных. Дно долины тесное, с узкими полосами и клочками низких террас. На крутых склонах, большей частью задернованных и часто поросших березой, можно местами наблюдать явления свежих оползней. Выше, к водоразделам, склоны становятся несколько более пологими. Водоразделы между истоками реки округлены, уплощены. На склонах их, в общем задернованных, часто можно наблюдать явления сползания коры выветривания песчаников, выражающиеся в разрыве сплошности дернового покрова и в слабых измятиях склона. Однако и в этом районе наиболее энергичные процессы развития рельефа приурочены к днищу и нижним частям склонов речной долины. Кроме оползней, о которых уже упоминалось, нередки обвалы в результате подмыва берега рекой.

Наш лагерь в верховье Эшкакона был расположен на террасообразной площадке древнего конуса выноса небольшой балки с левой стороны реки. В ночь с 30 на 31 августа в палатке мы слышали сильный гул. Утром с правой стороны реки, ниже устья притока, там, где река подмывала песчанистые сланцы с углем, покрытые песчаниками, мы увидели свежий обвал. В русле реки находилось нагромождение, прислоненное к обрыву песчаников и сланцев. Оно состояло из крупных кусков и плит песчаников и кусков свежего дерна и имело правильную коническую форму. Конус, шириной 7—8 м и высотой 2.5—3 м, на 3 м вдавался в реку и заставлял струю воды сбиваться влево и подмывать пойму левого берега. На следующую ночь новый обвал прибавил материал на стороне конуса, обращенной вверх по течению: здесь вырос новый небольшой конус. Длина нагромождения, состоявшего теперь из двух конусов, достигала 9 м.

Ниже места стоянки лагеря река выходит из области почти сплошного распространения песчаников и сланцев лейаса и врезается в порфириты. Долина здесь сразу превращается в узкое ущелье с высокими скалистыми стенами. Русло часто совсем лишено аллювия — река протекает прямо в скалистом ложе. Пойма представлена только отдельными клочками то с одной, то с другой стороны реки, причем высота ее больше, чем в других участках долины: река здесь, в тесном ущелье, сильно вздувается во время паводков и подмывает склоны обоих берегов поочередно. Продвижение по такому ущелью связано с большими трудностями — постоянным переходом через реку, а подчас и с серьезной опасностью. После сильного ливня в верховьях русло может внезапно вздуться, и бурный поток тогда сразу достигает глубины в несколько метров.

В заключение скажем еще несколько слов о физико-геологических процессах, протекающих на плато Скалистого хребта.

Плато между Эшкаконом и верховьем Хасаута (плато Бермамыт), а также к северу от верховья Хасаута в ледниковую эпоху, повидимому,

имело сплошной покров фирна. Сложено плато с поверхности в южной части (Бермамыт) плитчатыми известняками кимериджа, которые севернее покрываются гипсоносными красноцветными глинистыми отложениями титона. Карстовые формы, которые здесь наблюдаются как в известняках, так и в гипсоносных отложениях, приходится рассматривать как формы послеледникового возраста, в значительной мере современные. На плато Бермамыт и по краю плато куесты восточнее Бермамыта имеются в плитчатых известняках цепи воронок и ванн, образование которых связано, повидимому, с поверхностным растворением известняка, главным образом водой от таяния снега, набивающегося в устья трещин и залеживающегося здесь дольше, чем на поверхности плато. Химическое растворение в этом процессе сопровождается морозным выветриванием. На плато Большого Бермамыта, в центре его, имеется карровое поле. Полосы карров среди задернованного пространства приурочены, кроме того, к полотнищам старых брошенных дорог. Здесь ясно видно, что мы имеем дело с современным процессом коррозии. В районе развития глин титона встречается множество карстовых воронок, образовавшихся за счет выщелачивания гипсов, залегающих среди глин.

Подытоживая все сказанное, нужно отметить, что в низовье Хасаута мы имеем дело с очень энергично протекающими процессами развития рельефа; для этого участка характерны катастрофические изменения. В районах верховий Хасаута и Эшкакона процессы энергичного преобразования рельефа и катастрофы локализованы, приурочены к осевой части и верховьям долин; идет также процесс разрушения Скалистого хребта, но в общем в этих районах процессы рельефообразования ослаблены по сравнению с ледниковой эпохой, в значительной части рельеф совсем «законсервирован». На плато же куесты с момента исчезновения фирнового покрова последней ледниковой эпохи постепенно развивается карстовый цикл.

## *Н. И. НИКОЛАЕВ. Опыт построения генетической классификации экзогенных физико-геологических процессов. Труды комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, т. VII, вып. I, 1948.*

Статья Н. И. Николаева о классификации экзогенных физико-геологических процессов затрагивает одну из назревших проблем геологии. Разнобой, в настоящее время наблюдающийся в этой области, несомненно, вредит правильной разработке и успешному решению многих теоретических, а порой и практических, вопросов. Поэтому можно только приветствовать инициативу автора, взявшего на себя попытку навести порядок в этом трудном и сложном деле.

Оригинальная схема, предложенная Н. И. Николаевым, отличается простотой и в то же время более полно, чем предшествующие классификации, охватывает различные категории экзогенных процессов, выделяемые в настоящее время в науке. Этими качествами она подкупает читателя, выгодно отличаясь от других аналогичных опытов. Надо, однако, признать, что она в то же время не лишена и довольно серьезных недостатков, сводящихся к тому, что автору не удалось избежать полностью непоследовательности и недостаточной четкости принципиального подхода к самому построению классификации. На рассмотрении этих недостатков я и останавливаюсь, памятуя, что взаимная критика есть один из залогов успешной научно-теоретической работы.

Прежде всего создается некоторое сомнение: не слишком ли ограничивает Н. И. Николаев рамки своей задачи. Основываясь на различии «источников сил и видов энергии», он выделяет, наряду с экзогенными и эндогенными, еще и третью категорию процессов: эндолитогенных, «связанных с самими горными породами и с внутренними (молекулярными) силами в них». К сожалению, в тексте не дается расшифровки конкретного содержания последнего понятия. Быть может, это и является причиной наших сомнений. Во всяком случае, к эндолитогенным процессам, очевидно, надо отнести диагенез осадочных пород. Но он, в конечном счете, представляет лишь трансформацию накопленной в осадке солнечной энергии и протекает в тесной зависимости от внешней среды земной поверхности. С этой точки зрения, диагенез скорее следует считать одной из разновидностей экзогенных процессов. С другой стороны, метаморфизм горных пород (особенно региональный) также с полным правом можно назвать процессом эндолитогенным, поскольку он связан и с породой, и с молекулярными силами в ней. Но он обусловлен часто эндогенными факторами. Не приводит ли в таком случае выделение эндолитогенных процессов как самостоятельной категории к искусственному объединению принципиально различных явлений? Не суживает ли тем самым Н. И. Николаев и круг процессов экзогенных, вырывая из него одно из органически присущих ему звеньев? Автору следовало бы, по крайней мере, остановиться подробнее на аргументации своей позиции. Но не в этом основной недостаток его схемы.

Сформулировав содержание понятия «экзогенные процессы», он переходит к вопросу их более дробного расчленения. При этом с самого начала подчеркивается, что под особым геологическим процессом надо понимать развитие «различных, наблюдаемых в природе, геологических явлений», както: конечные морены, оползни, обвалы, речные долины, террасы и т. п. Конкретные стадии этого развития и есть «фазы проявления данного процесса». Такое понимание термина п р о ц е с с вполне законно, ибо отвечает смыслу этого слова. Но, приняв его, очевидно, надо принять за базу классификации самих процессов какую-то классификацию «геологических явлений»,[1] каждому из которых соответствует свой особый процесс. Только тогда высказанный

[1] Было бы лучше сказать «геологических явлений и геологических образований», ибо последний термин лучше подходит к таким медленно эволюционирующим объектам, как конечные морены или террасы.

Н. И. Николаевым принцип будет логически выдержанным до конца. Между тем, он поступает иначе.

Развивая свою мысль, Н. И. Николаев пишет: «Однако, в большинстве случаев, в любом явлении можно видеть результаты проявления не одного процесса, а некоторого сочетания их. И тем не менее всегда (за очень редкими исключениями) среди комплекса различных процессов можно видеть основной, ведущий, который главным образом определяет характер и особенности наблюдаемого явления и без которого оно не образовалось бы. Так например, любую долину, овраг, промоину мы всегда связываем с действием текучих вод — это основной агент (действующая причина), который определяет собой процесс эрозии. Все прочие процессы, которые протекают на склонах и в дне долины, оказываются побочными, сопутствующими, которые при самостоятельном проявлении не привели бы к образованию рассматриваемого явления».

Казалось бы, следуя декларированному им только что принципу, Н. И. Николаев должен сделать вывод, что вся группа процессов, сопутствующая эрозии при разработке речной долины, образует один тесный парагенезис, который должен рассматриваться как одна из естественных ячеек классификационной схемы. Ибо все эти частные процессы представляют лишь составные элементы одного единого процесса — развития долины, как «геологического явления». Однако он делает совершенно неожиданный и резкий поворот в сторону.

«Таким образом (?),— пишет он,— для того чтобы дать классификацию экзогенных процессов, следует, прежде всего, выделить ссновные действующие факторы — агенты, которые в природе определяют собою проявление этих процессов. Такими агентами, вызывающими проявление различных экзогенных процессов и связанное с ними перемещение продуктов разрушения, являются: действие силы тяжести, воды (в разном состоянии и различной форме), воздуха и, как особый агент, деятельность организмов (и, в частности, человека)».

Итак, геологический процесс — это не «развитие определенных геологических явлений», а проявление «основных действующих факторов — агентов». Однако это определение, само по себе опять-таки вполне законное и отвечающее смыслу понятия, подразумевает совершенно иной подход к построению классификации, чем тот, который вытекал из предшествующего определения. В самом деле, в разработке речной долины принимают участие весьма разнообразные агенты.[1] В таком случае, ее развитие уже не приходится рассматривать как сумму тесно парагенетически связанных процессов. Последние должны попасть в разные рубрики классификационной схемы, что и произошло в таблице Н. И. Николаева. Но здесь он вновь обнаруживает непоследовательность. В качестве одного из агентов у него фигурируют, например, текучие воды. С их работой связывается эрозионный процесс. В то же время несомненно родственный (если не тождественный) агент — «дождевые и талые снеговые воды» и обусловленный ими «делювиальный и солифлюкционный процессы» совершенно оторваны. Они помещены под общей шапкой «на склонах» в другом конце таблицы и объединены с «гравитационным процессом» (т. е. действием «силы тяжести» — агента, совершенно чуждого «текучим водам»). Это уже дань первому принципу, которому Н. И. Николаев только что изменил. Подобное положение приводит к тому, что, разорвав парагенетические связи процессов, существующих между ними как факторами геоморфогенеза, он не учел их генетического родства с точки зрения второго, выдвинутого им принципа, родства как проявлений однородных «источников сил и видов энергии», однородных или сходных «агентов».

Переходя к группировке «агентов», он пишет: «Все эти агенты, в свою очередь, условно могут быть разделены на три группы: первая, проявляющаяся в подвоздушной среде — субаэральной. К ней относятся действие силы тяжести, действие льда, дождевых и талых снеговых вод, ветра и организмов. Ко второй группе относятся агенты, проявляющиеся в водной среде,— субаквальные. К ним относится деятельность текучих вод и стоячих вод. Наконец, последняя группа агентов проявляется главным образом под землей. Для нее мы предлагаем название субтерральной. Отсюда он выводит понятие о трех типах «среды» — субаэральном, субаквальном и субтерральном, делая его еще одним добавочным пунктом классификации.

Не останавливаясь детально на критике самого представления об этих трех типах среды, укажу на нелогичность автора даже с принятой им точки зрения. Во-первых, спрашивается, почему работа водных потоков, хотя они и текут «под воздухом», признана процессом субаквальным, а работа ледников — субаэральным? Разве под покровом льда среда менее отлична от «подвоздушной», чем под покровом воды? Во-вторых,

---

[1] Кстати сказать, Н. И. Николаев не разъясняет своей трактовки термина а г е н т, который можно понимать существенно различно. Это вносит большую неопределенность в его изложение.

почему работа подземных потоков, текущих в пещерах, не есть такой же субаквальный процесс, как и работа наземных потоков? В-третьих, почему «деятельность организмов» трактуется только как субаэральный процесс? Разве под водою организмы не действуют? В-четвертых, почему «гравитационные процессы» оказываются свойственными только субаэральным склонам, как это видно из таблицы Н. И. Николаева? Разве обваливание, оползание и т. п. не идут и на дне водных бассейнов? Подобные вопросы нельзя снять одним лишь указанием на «условность» подразделения агентов по «типам среды». Ибо, по крайней мере, для неискушенного читателя такая условность граничит с произвольностью.

Почему эти неувязки появились в схеме Н. И. Николаева? Потому что он старается провести одновременно целых три принципа в своей классификации: принцип геоморфологический (в значительной мере совпадающий и с литогенетическим), принцип родственности основных движущих агентов и принцип родственности внешней среды проявления процессов.[1]

Какой же из этих принципов лучше? Надо прямо сказать, что каждый из них в отдельности хорош, смотря по тому, какую цель ставит перед собой классификация. Всякая классификация есть одностороннее рассмотрение весьма сложных и разнородных взаимозависимостей между естественными явлениями. Абсолютно прав Н. И. Николаев, когда он пишет: «по сути дела некоторая схематизация, упрощение, обобщение — элементы любой классификации природных явлений. Без них сложное проявление различных процессов и по сей час оставалось бы хаосом, в котором невозможно было бы разобраться». Но это упрощение должно проводиться под каким-либо одним углом зрения, с какой-то определенной позиции, соответствующей строго конкретной цели. Н. И. Николаев не сформулировал этой цели, не выбрал строго определенного и однозначного принципа. Его классификация претендует на универсализм, а строить универсальные классификации таких сложных объектов, не впадая в противоречия, нельзя.

Кроме этого основного недочета, следует указать, что вызывает возражение понимание автором соотношения понятий «выветривание» и «разрушение», деление «разрушения» на особые категории: «в условиях спорадического промерзания» и «в условиях устойчивой мерзлоты». Установки, принятые в этих вопросах, привели к исключению процессов выветривания из основной таблицы, где им должно быть место, и перенос их вверх, в сложную паутину перекрещивающихся стрелок, которые не только не разъясняют сути дела, но затуманивают ее.

Итак, статья Н. И. Николаева не решила полностью поставленной им задачи. Его схема, в некоторых отношениях несомненно имеющая свои достоинства, не лишена той же непоследовательности, которую он справедливо подметил в других схемах. Надеемся, что он учтет сделанные здесь замечания в своей последующей работе, успеха в которой ему следует пожелать от всей души.

*Е. В. Шанцер*

*ŽĚBERA K. Dr. Povšechný přehled, roztřídeni a. zhodnoceni čtvrtohornic pokryvů v Čechach (I. příspêvek k soustavnému výzkumu českých čtvrtohorà). Rospravy Ceske akademie věd a umě ni, Třida II (matematicko-přirodovedecka), ročnik LIII, 1943, cäst 1, čislo 7, v Praze 1944, стр. 1—31+1 вкл. л.*

Статья посвящена общему обзору и классификации четвертичных отложений Чехии.

Описание четвертичных отложений автор дает на фоне учения о климатических циклах. Образование четвертичных отложений связано с деятелями климатическими. Так как четвертичные климатические циклы регулярно повторялись, повторялось регулярно и возникновение определенных разновидностей горных пород.

При повышении количества средних годовых осадков наступали ледники, а реки производили эрозионную работу. С убыванием осадков ледники начинали отступать, а реки — выполнять долины аллювием. Аккумулятивные террасы чешских рек состоят внизу из галечников, переходящих наверху в пески и глины. Это согласуется с понижением средних годовых осадков и падением многоводности рек.

---

[1] При этом само понятие с р е д а остается нерасшифрованным и крайне расплывчатым.

Во вторые половины ледниковых эпох происходили процессы навевания лёссов и эоловых песков; в межледниковые и межстадиальные — процессы выветривания, образование погребенных почв. Почвенные профили, заключенные в лёссе, дают картину перехода черноземов с течением времени в развитые подзолистые почвы. Аналогичное явление наблюдается в голоцене.

Приводимую автором классификацию продуктов выветривания мы воспроизводим:

**Продукты выветривания**

| Элювий | Колювий | | | Категория зерен (в мм) по механическому составу | |
|---|---|---|---|---|---|
| | речной | навеянный | склонов | | |
| глыбы (bloky) | округлые глыбы (oválené balvany) | — | обломки и глыбы (balvany) | | рыхлые породы |
| щебенка | валуны | | щебенка | скелет > 2 мм | |
| дресва | галька | дресва | дресва | | |
| песок | песок | песок | песок | песок 0.05—2.00 мм | земли |
| глина | глина | лёсс | глина | глина 0.01—0.05 мм | |
| ил | ил | — | ил | физический ил < 0.01 мм | |

Граница между голоценом и плейстоценом археологически датируется автором границей тарденуазской и мадленской культуры.

Голоцен характеризуется образованием почв, возникновением глин склонов, луговых (речных) глин и торфяников. Начало времени образования чернозема позволяет различить ранний и поздний голоцен. Ранний голоцен археологически датируется мезолитом, поздний голоцен — неолитом и более молодыми культурами.

В стратиграфии четвертичного периода автором принимаются четыре ледниковые эпохи: гюнц, миндель, рисс и вюрм, с соответствующими межледниковыми и межстадиальными эпохами. Каждая ледниковая эпоха характеризуется эрозией, накоплением террас и образованием эоловых отложений; каждое межледниковье и межстадиал, подобно голоцену, характеризуется образованием почвенных типов, глин склонов и глин речных.

Вюрмское оледенение с двумя продвижками ($W_I$ и $W_{II}$) вызвало образование речных террас и двух горизонтов лёсса с погребенной почвой и отложениями склонов межстадиала. Речные отложения $W_{II}$ на р. Эльбе у Кралова Градца залегают под пойменными отложениями. Терраса $W_I$ высотой 10 м над Эльбой перекрыта одним горизонтом лёсса (лёсс $W_{II}$). Тут же развиты более высокие террасы. Терраса $R_{II}$ у Кралова Градца 20 м над рекой перекрыта двумя горизонтами лёсса: $W_I$ и $W_{II}$. Терраса $R_I$ 40 м над рекой перекрыта тремя горизонтами лёсса: $R_I$, $W_I$ и $W_{II}$.

В заключение автор разбирает вопрос о классификации рыхлых осадочных пород по гранулометрическому составу, уделяя большое внимание схеме Копецкого.

*Н. И. Кригер*

## О ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ЯВЛЕНИЯХ В ЧЕХИИ

*K. ZĚBERA. Pleistocenni mrazové pukliny amnohoúhelnikové mrazové půdy v Čechách. Sbornik české spol. zem, sv. 48, Seš. 1 a 2, v Praze 1943.*

*Q. ZÁRUBA-PFEFFERMANN — Periglaciàlni zjevy v okoli Prahy. Rospràvy II. třídy České Akademie, roč. LIII, číslo 15, v Praze 1944.*

*Q. ZÁRUBA-PFEFFERMANN — Nové pleistocenni prafily z Čakovi vic. Vestn. klal. České Spol. Nauk, tř. mat.-přir. r., 1944.*

*IOSEF KUNSKŮ. Fosilni zvětrávàni v jižnich Čechach. Sbornik České spol. zem. roč. 49, č. 5—6, Praha 1944.*

В 1943 г. д-р К. Жебера впервые в чешской литературе указал следы четвертичных перигляциальных явлений. Он описал и дал рисунки нескольких случаев морозных трещин у Вшетат, Нымбурка, Клуминска и пр., в мергелях, опоках, песчано-галечниковых террасовых отложениях. У Буштеграда и Плотишты д-р Жебера указал полигональные морозные почвы. Большинство подобных явлений автор относит к оледенению $W_I$.

В 1944 г. К. Заруба-Пфефферманн опубликовал работу о перигляциальных явлениях в окрестностях Праги. Работа начинается кратким обзором предыдущих исследований об этих явлениях вообще. Кратко указано распространение явлений плейстоценового морозного выветривания в СССР, в Западной Европе и на Аляске. Затем автор подробно описывает и изображает морозные трещины и процессы солифлюкции в окрестностях Праги, а также связь этих явлений с террасами р. Влтавы. Перигляциальные явления оказались синхроничными времени накопления речных отложений террас виноградской (64 м), латенской (51 м) и манинской (11 м), возраст которых автор в другой своей работе (Rozpr. II tr. c. ak., LII) определяет соответственно как $M_I$, $M_{II}$ и $W_I$ по схеме Кеппен-Вегенера (Köppen-Wegener). У Чаковиц описаны полигональные почвы $W_{II}$ и $W_{III}$. У Сельце лёссовые клинья встречаются в трех горизонтах; главнейший из них располагается на деградированном черноземе R-W. Рассматривая явления плейстоценовой солифлюкции в окрестностях Праги, автор описывает: 1) крючковатость пластов (hákování vrstev), вызванную движением талых пород по мерзлому основанию; 2) каменные потоки и каменные моря; иногда они погребены под толщей лёсса; 3) структурные почвы; описан интересный случай залегания их под лёссовидными породами в окрестностях Ровтока. Автор особо останавливается на более крупных явлениях просадок и оползания почв: расширенные морозом и выполненные оползшей породой трещины, сползшие по склону крупные глыбы, отделенные морозными трещинами, и т. д.

Профиль у Чаковиц К. Заруба-Пфефферманн описывает, кроме того, в особой статье. Здесь же указаны морозные трещины, полигональные почвы и явления солифлюкции.

Д-р И. Кунский в 1944 г. кратко описал явления солифлюкции, каменные моря и морозные трещины в Южной Чехии.

Таким образом, в Чехии обнаружено широкое развитие перигляциальных явлений среди четвертичных отложений.

*Н. И. Кригер*

*Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР*

Редактор *С. Т. Попова.* Технический редактор *Е. В. Зеленкова.* Корректоры: *Р. А. Вигдорчик и Л. К. Николаева*

ФИСО АН СССР № 2812. А-04068. Издат. № 1294. Тип. зак. 3868. Подп. к печ. 11/V 1948 г.
Формат бум. 70×108¹/₁₆. Печ. л. 7+1 вкл. Уч.-издат. 10,6. Тираж 1500.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10

## О П Е Ч А Т К И

| Страница | Строка | Напечатано | Должно быть |
|---|---|---|---|
| 5 | 1 сн. | А. И. Прасолова | Л. И. Прасолова |
| 58 | подпись к фиг. 2 | $8$ — N kl | $8$ — $N_2$ kl |
| 93 | 12 сн. | его происхождения. | их происхождения. |

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 12.